

**GRADO EN CIENCIAS DEL MAR**

**DEPARTAMENTO DE FÍSICA APLICADA**

**TRABAJO DE FIN DE GRADO**

**CARACTERIZACIÓN DE LAS  
*MARINE HEAT WAVES* U OLAS  
DE CALOR MARINAS EN LA  
CUENCA CANARIA**

AUTOR: Lluís Castrillo Acuña

TUTORES: Alfredo Izquierdo (UCA) y Andrés Cianca (PLOCAN)

Puerto Real, a 9 de septiembre de 2021

Este trabajo se ha hecho en colaboración entre la UCA y PLOCAN.

# ÍNDICE

LISTA DE ACRÓNIMOS

RESUMEN

ABSTRACT

1.	INTRODUCCIÓN .....	1
1.1	Características de la zona de estudio.....	2
1.2	Definición de MHW .....	4
1.3	Antecedentes .....	7
1.4	Objetivos .....	7
2.	MATERIAL Y MÉTODOS .....	8
2.1	Datos OSTIA.....	8
2.2	Tratamiento de los datos OSTIA.....	10
2.2.1	Método de detección y análisis .....	11
2.2.2	Modelo de regresión lineal múltiple.....	12
3.	RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	12
3.1	Caracterización temporal.....	14
3.2	Caracterización espacial.....	22
3.3	Evaluación de las tendencias.....	26
4.	CONCLUSIONES .....	28
5.	BIBLIOGRAFÍA.....	29
	Anexo A .....	34
	Anexo B .....	35
	Anexo C .....	37
	Anexo D .....	40

## LISTA DE ACRÓNIMOS

<b>AMO</b>	Oscilación Atlántica Multi-decadal (Atlantic Multi-decadal Oscillation)
<b>C3S</b>	Servicio de Cambio Climático de Copernicus (Copernicus Climate Change Service)
<b>CDO</b>	Operador de Datos Climáticos (Climate Data Operator)
<b>CMEMS</b>	Servicio de Monitorización Ambiental Marina de Copernicus (Copernicus Marine Environment Monitoring Service)
<b>CuC</b>	Corriente del Afloramiento Canario (Canary upwelling Current)
<b>ESA SST CCI</b>	Agencia Espacial Europea Temperatura Superficial del Mar Iniciativa de Cambio Climático (European Space Agency Sea Surface Temperature Climate Change Initiative )
<b>EUMETSAT</b>	Organización Europea para la Explotación de los Satélites Meteorológicos (European organisation for the exploitation of METeorological SATellites)
<b>IC</b>	Concentración de Hielo (Ice Concentration)
<b>NAO</b>	Oscilación del Atlántico Norte (North Atlantic Oscillation)
<b>NEMO</b>	Núcleo para la Modelización Europea del Océano (Nucleous for European Modelling of the Ocean)
<b>NEMOVAR</b>	Variación de NEMOVAR (Variation of NEMO(VAR))
<b>NOAA</b>	Administración Nacional de los Océanos y la Atmósfera (National Oceanic and Atmospheric Administration)
<b>SST</b>	Temperatura Superficial del Mar (Sea Surface Temperature)
<b>OSTIA</b>	Análisis operacional de la Temperatura Superficial del Mar y Concentración de Hielo Marino (Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis)
<b>PyPI</b>	Índice de Paquetes de Python (Python Package Index)
<b>REMSS</b>	Sistemas de Sensores Remotos (REMote Sensing Systems)

## RESUMEN

El presente estudio se centra en la caracterización de la frecuencia, la duración, la intensidad y la distribución espacial de las *Marine Heat Waves (MHW)* u olas de calor marinas en la zona de la cuenca canaria. Para lograrlo se han utilizados datos procedentes del reanálisis *Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis (OSTIA)* proporcionado por el *Copernicus Marine Environment Monitoring Service (CMEMS)* (Good et al., 2020). A partir de datos de la temperatura superficial del mar (SST, por sus siglas en inglés) se ha aplicado la definición estandarizada de MHW dada por Hobday et al. (2016), donde se define una MHW como un evento discreto anormalmente cálido, que supera un umbral estacional (calculado a partir de un percentil, entre el 90 y el 99, sobre la serie temporal de SST), durante al menos 5 días consecutivos. En este estudio pionero en la cuenca canaria no se ha filtrado la influencia de moduladores climáticos de largo periodo sobre la serie original de los datos ni se ha realizado una caracterización estacional. Bajo esta premisa, para el promediado espacial del área de estudio se obtienen un total de 58 eventos registrados que, en promedio anual toman los valores de  $1.487 \pm 0.24$  eventos/año, con una duración de  $18.688 \pm 3.849$  días/año y una intensidad media de  $1.018 \pm 0.026$  °C/año. En cuanto a la distribución espacial de las propiedades que definen a las MHWs destaca una cantidad de hasta 2.5 eventos/año en la región de Madeira, una duración de los eventos de hasta 25 días/año en la región de canarias y unos valores máximos de intensidad media de los eventos de hasta 2.2°C/año en el área de afloramiento.

## ABSTRACT

This research focuses on the characterization of the frequency, duration, intensity and spatial distribution of Marine Heat Waves (MHW) in the Canary Basin. The data was obtained by reanalysis of the Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis (OSTIA) provided by the Copernicus Marine Environment Monitoring Service (CMEMS) (Good et al., 2020). Based on gridded SST data, the standard definition of MHW used in this research is given by Hobday et al. (2016), and defines a MHW as an anomaly warm discrete event, which overpasses a seasonal threshold (obtained from a percentile that lies between 90 and 99, above the SST original series), during at least for 5 consecutive days. In this pioneer study of the Canary Basin, the long term influence by climatic modes on the SST data has not been taken into account and a seasonal characterization has neither been performed. Under this considerations, for the spatial average of the study area we have obtained a total of 58 registered events that, in annual average take the values of  $1.487 \pm 0.24$  events/year, with a duration of  $18.688 \pm 3.849$  days/year and a mean intensity of  $1.018 \pm 0.026$  °C/year. In relation to the spatial distribution of the features that define a MHW, it points out a quantity up to 2.5 events/year in the Madeira region, a duration of the events up to 25 days/year on the Canary region, and maximum values of intensity up to 2.2 °C/year in the upwelling area.

## 1. INTRODUCCIÓN

El estudio de los fenómenos climáticos extremos ha recibido mucha atención en las últimas décadas, presumiblemente, por la cantidad y la magnitud de los impactos que pueden generar (Herring et al., 2015). Fenómenos sobre la corteza terrestre como los huracanes (Novlan & Gray, 1974) o los efectos sobre el tiempo atmosférico a escala regional por las oscilaciones Niño- Niña (Jinnian & Zenghao, 2000) son algunos de los primeros ejemplos. Más recientemente y en el medio marino, destacan estudios sobre fenómenos extremos como: eventos de afloramientos intensos (Benthuisen et al., 2016; Feely et al., 2008), eventos de desoxigenación (Stramma et al., 2010), y eventos anormalmente cálidos o fríos (Di Lorenzo & Mantua, 2016; Firth et al., 2011).

El presente trabajo se enfoca en la descripción y el entendimiento de los eventos “anormalmente cálidos en el océano”, de ahora en adelante mencionados como *Marine Heat Waves* (MHW). Dicho término fue acuñado por primera vez por Pearce et al. (2011) para definir un evento anormalmente cálido en el litoral australiano, pero no fue hasta la publicación de Hobday et al. (2016) cuando las MHWs se empezaron a considerar como un fenómeno analizable a partir de criterios robustos y comparables. En los últimos años ha habido un interés creciente en el estudio de estos eventos (Figura 1), tanto por su relación con el clima como por sus distintas afectaciones sobre el medio, donde destacan los impactos sobre pesquerías (Mills et al., 2013), el blanqueamiento de corales (Hughes et al., 2018), las afectaciones sobre la biodiversidad y los cambios en las comunidades (Babcock et al., 2019; Smale et al., 2019), y los eventos de mortalidad en masa (Garrahou et al., 2009).

El análisis de las MHWs ha tenido limitaciones importantes, en su mayoría relacionadas con las características de los datos disponibles, tales como series temporales de longitud insuficiente para establecer el régimen medio (inferiores a 30 años), y resoluciones temporales bajas para un proceso de variabilidad diaria (medias semanales o mensuales). Por lo tanto, con la aparición de nuevas bases de datos, conteniendo series temporales más largas y de mayor resolución temporal y espacial, cabe esperar un gran volumen de publicaciones y estudios más robustos que nunca en los años venideros.

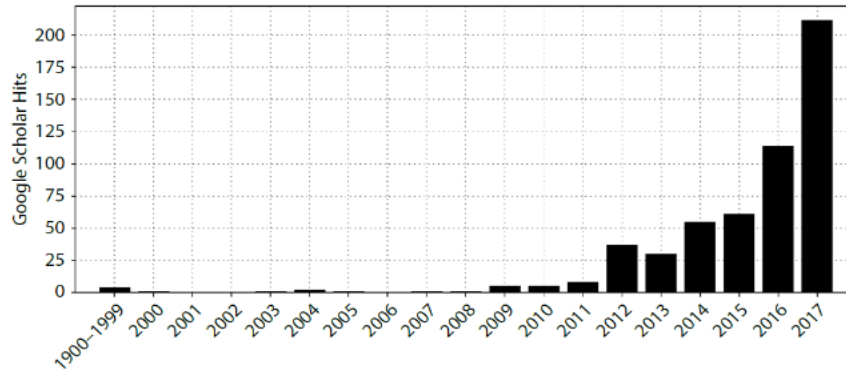


Figura 1 Recuento de publicaciones obtenidas con Google Scholar con los términos “marine heatwave” y “marine heat wave”. La primera barra concentra las publicaciones del 1990-1999. Figura extraída de Hobday et al. (2018).

### 1.1 Características de la zona de estudio

El área de estudio está ubicada entre 25°N - 35°N de latitud y 20°W - 5°W de longitud, incluyendo el archipiélago canario, el archipiélago de Madeira y la costa noroeste africana, más conocida en su conjunto como la cuenca canaria (Figura 2). La circulación oceánica superficial de la zona está caracterizada por la corriente de Azores (AzC) con dirección este en la parte más al norte y la Corriente Canaria (CC) con dirección suroeste (Mason et al., 2011). El conjunto de estas dos corrientes constituye el límite nororiental del giro subtropical del Atlántico norte, que continuaría al sur con la corriente ecuatorial con dirección oeste (Figura 2).

La zona presenta procesos dinámicos mesoescalares particulares como los sistemas de afloramiento en la costa norteafricana causados por vientos Alisios de componente norte, que, al mismo tiempo, generan la corriente canaria de afloramiento (CuC, por sus siglas en inglés). Los eventos de afloramiento tienen una gran influencia sobre el campo de densidades de la zona, promoviendo interacciones entre las masas de agua presentes (Pelegri et al., 2005). Pueden crear interacciones de mezcla o generar gradientes de densidad pronunciados que se traducen en contracorrientes o ramales que fluyen hacia aguas interiores, interactuando con la geomorfología de las islas y la CC generando los conocidos como sistemas de *eddies*, meandros y filamentos (Figura 2 y A1). Las figuras donde precede una letra en su numeración (e.g. Figura A1) se ubican en el anexo correspondiente a la letra que muestran. Tanto los afloramientos como los consecuentes *eddies*, meandros y filamentos están directamente correlacionados con procesos de anomalías térmicas locales además de importantes implicaciones ecológicas. Por ende,

sus propiedades tales como la intensidad del afloramiento, o si se generan *eddies* ciclónicos o anticiclónicos pueden ser factores determinantes en la formación de MHWs.

Se trata de una región de importantes fluctuaciones en la dirección del viento donde destacan los ya mencionados vientos Alisios, generadores de episodios de afloramientos, y los vientos Siroco o Jaloque de componente este – sureste formadores de eventos de calima o polvo en suspensión procedente del desierto del Sahara principalmente. Los eventos de calima actúan como fertilizadores de las aguas nororientales de elementos traza como el hierro y suelen estar relacionados con episodios térmicos extremos en el archipiélago canario. Por otro lado, en otoño e invierno principalmente, los vientos del suroeste y oeste cargados de humedad son responsables de multitud de borrascas en la región.

Al encontrarnos en latitudes subtropicales la estacionalidad juega un papel crucial en la fluctuación anual de la temperatura del aire y del mar, con las implicaciones consiguientes: en verano, destaca el desplazamiento hacia el litoral de la CC, la intensificación de los vientos Alisios, la estabilización del anticiclón de las Azores y la estratificación de las capas superiores del océano. Por otro lado, en invierno se produce el desplazamiento de la CC hacia Madeira, la debilitación de los vientos Alisios y la mezcla vertical de las capas superiores oceánicas (Laiz et al., 2012; Mittelstaedt, 1991; Stramma & Siedler, 1988).

Entre las variaciones en el clima a escala interanual mediante moduladores climáticos, la oscilación del atlántico norte (NAO, por sus siglas en inglés) destaca por su papel crucial en la dinámica del área de estudio. La NAO es entendida como el sistema dipolar característico del campo de presiones del atlántico norte, y se representa mediante el índice NAO a partir del gradiente de la presión a nivel del mar entre Islandia y Azores bajo la definición de Hurrell (1995). Este modulador, está correlacionado en la zona de estudio con la posición y magnitud de los sistemas de vientos, con la intensidad del gradiente meridional de presión a nivel del mar y con los sistemas de precipitaciones, entre otros (Hurrell & Deser, 2009). La fase positiva de la NAO se relaciona con intensificaciones de los vientos Alisios, y, por lo tanto, también del sistema de afloramientos, lo que implica una disminución de la temperatura superficial del mar (SST, por sus siglas en inglés). Por el contrario, la fase negativa de la NAO implica menor intensidad de afloramientos, y, por lo tanto, un aumento de la SST favoreciendo la formación de MHWs (Cropper & Hanna, 2014).



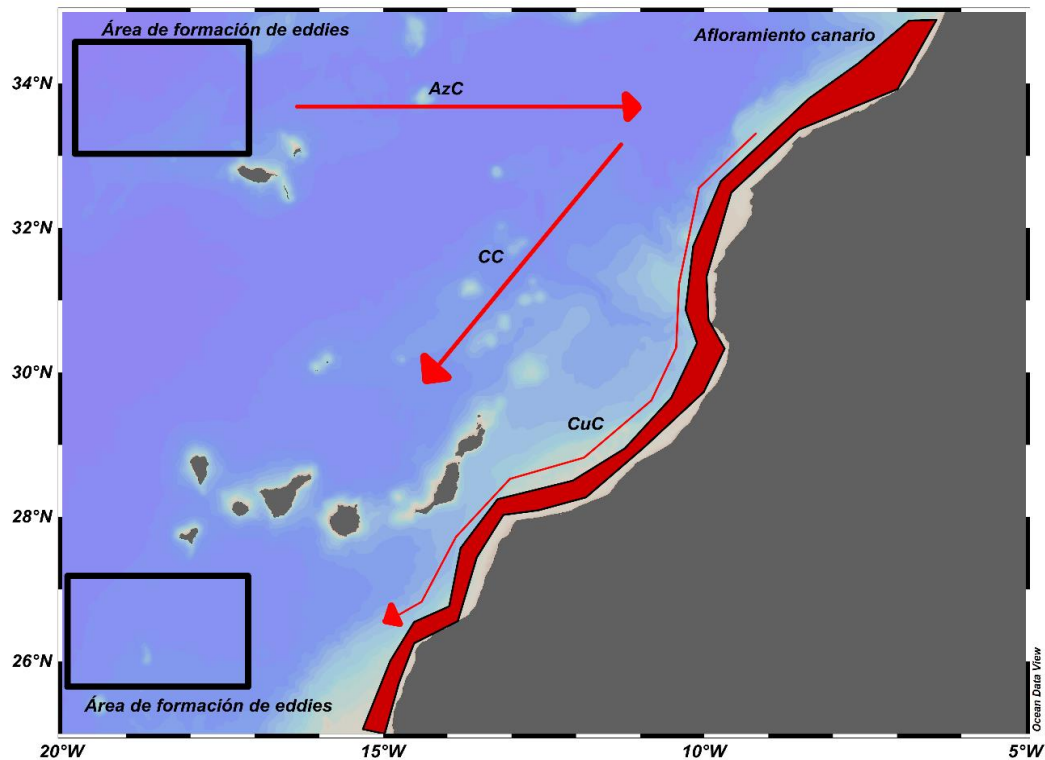


Figura 2 Mapa de la zona de estudio. Representación esquemática de la dirección y sentido de la Corriente Canaria (CC), la Corriente de las Azores (AzC) y la corriente canaria de afloramiento (CuC). También se muestra el área de formación de afloramientos y las áreas de eddies más intensos según Sangrà et al. (2009). Elaborado con Ocean Data View (ODV) versión 5.3.0.

## 1.2 Definición de MHW

La definición estandarizada de las MHWs aparece después de multitud de publicaciones con el tópico “Marine Heat Wave” donde cada una aplica su definición y parametrización particular en base a objetivos concretos, como ya ha ocurrido con muchos otros objetos de estudio (Hobday et al., 2016; Oliver et al., 2021). Este *modus operandi* acarrea diferentes problemas como son una falta de comparabilidad, de adaptabilidad e incluso de robustez en algunos casos.

Con el objetivo de dar solución a la falta de criterios comunes y adaptando al medio marino la definición dada por Perkins y Alexander (2013) para las olas de calor atmosféricas, Hobday et al. (2016) definen las MHWs como eventos discretos anormalmente cálidos, que superan un umbral estacional (calculado a partir de un percentil, entre el 90 y el 99, sobre la serie temporal de SST), durante al menos 5 días consecutivos (Figura 3).

Una vez establecido el criterio de selección mediante una metodología determinada, estos autores proponen también un conjunto de variables robustas y relevantes para su estudio enfocadas a describir la duración, la intensidad y la frecuencia de los eventos. El conjunto de variables definidas en concepto y expresión matemática puede encontrarse en el Anexo B (Tabla B1). Al mismo tiempo, Hobday et al. (2018) proponen un sistema de clasificación de las MHWs mediante cuatro niveles (moderada, fuerte, severa y extrema) a partir de la relación de proporción entre la media climatológica y el umbral, tal y como se muestra en la figura B2. Esta categorización puede resultar muy útil para realizar comparaciones simplificadas entre estudios de distinta ubicación y periodo. Puede entenderse como un símil a la escala de Richter para terremotos o a la escala de Saffir-Simpson para huracanes.

La formación de las MHWs está relacionada con un conjunto amplio de procesos físicos donde, según Holbrook et al. (2020), destacan:

- Bloqueo por sistemas de altas presiones (*Atmospheric Blocking*): Caracterizados por una cobertura de nubes escasa, aumentando la insolación sobre la superficie del mar. Al mismo tiempo, se reduce el viento en superficie facilitando el calentamiento de la misma. También están relacionados con olas de calor atmosféricas y estas con las marinas retroalimentándose.
- Pre-acondicionamiento atmosférico: Un invierno “cálido” reduce la transferencia de calor de las capas superiores de los océanos en dicha estación, manteniendo una superficie del mar lo suficientemente cálida para facilitar la aparición de MHWs en las subsiguientes estaciones.
- Pre-acondicionamiento oceánico: Cambios en la posición y/o intensidad de la CC, ya sean de carácter estacional o interanual, y la formación en invierno de una capa de mezcla anormalmente superficial. Ambos procesos son capaces de predisponer un área concreta a sufrir una MHW sin necesidad de periodos anormalmente largos de transferencia de calor atmósfera-océano.
- Modulación por oscilaciones climáticas y teleconexiones: Las oscilaciones climáticas son capaces de modular la duración, frecuencia e intensidad de las MHWs (Holbrook et al., 2019), ya sea de forma directa o por teleconexiones vía atmósfera u océano. Se relacionan directamente

con el comportamiento de procesos advectivos relacionados con ondas de Rossby y de Kelvin.

En la figura 4 pueden visualizarse los principales procesos involucrados en la formación de MHWs con su escala espacio-temporal característica. La escala espacio-temporal típica de las MHWs es, aproximadamente, de 10 a 1000 km en el espacio y con una duración de días a pocos años, como el evento anormalmente largo dado en el Pacífico noreste del 2013-2015 (Xu et al., 2021).

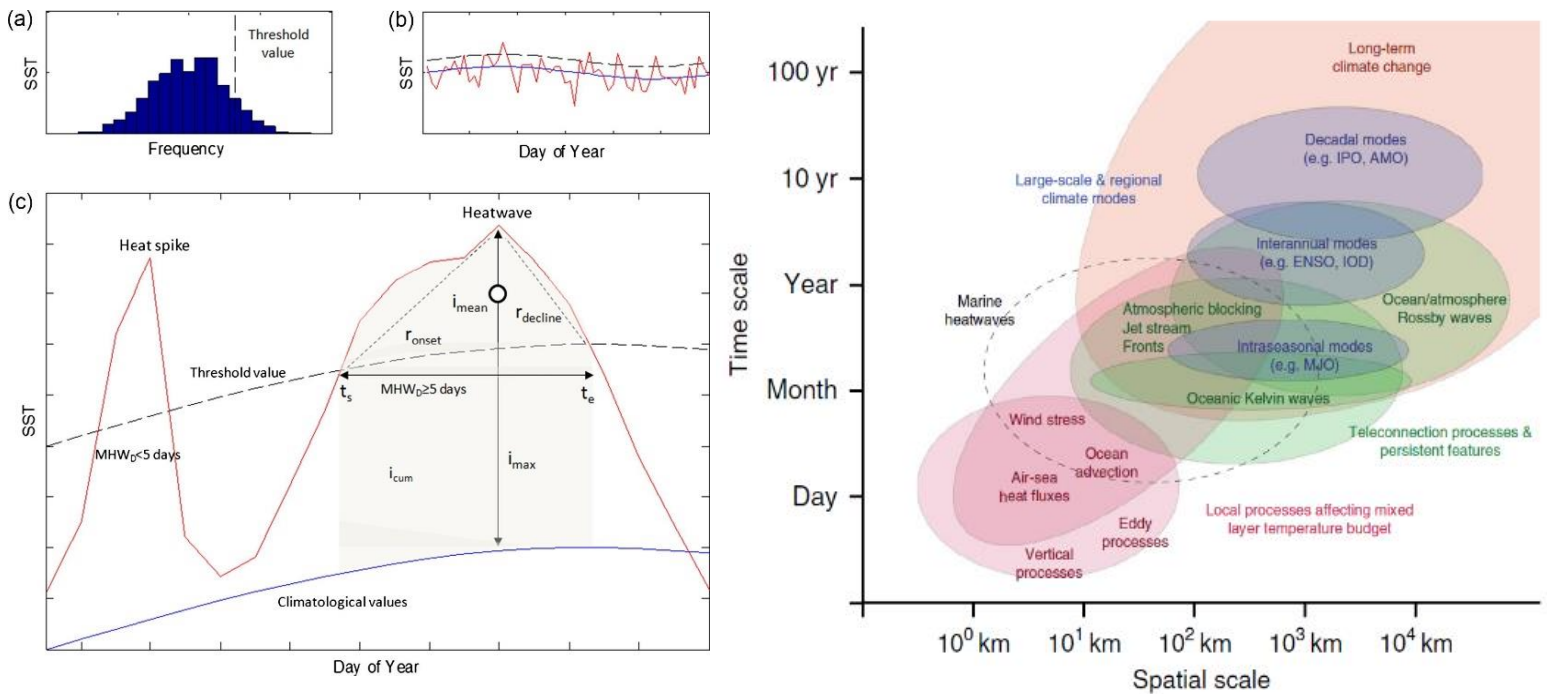


Figura 3 y 4 (de izquierda a derecha) Representación esquemática del método de detección y variables principales. a) Umbral de referencia para un punto en el espacio y el tiempo b) Umbral y media climatológica para una serie anual y c) pico de calor no considerado como MHW (duración del evento < a 5 días), y MHW caracterizada por un inicio y un final ( $t_s$  y  $t_e$ ), una intensidad máxima ( $I_{max}$ ), una intensidad media ( $I_{mean}$ ), una intensidad acumulada ( $I_{cum}$ ), y una tasa de crecimiento y decrecimiento ( $r_{onset}$  y  $r_{decline}$ ). Figura extraída de Hobday et al. (2016). Escala espacio temporal de las MHWs y los procesos físicos relacionados. En rojo los procesos de afectación local y sobre la capa de mezcla, en azul los procesos de escala regional y relacionados con índices climáticos, y, en verde, los procesos relacionados con teleconexiones. Figura extraída de Holbrook et al. (2019).

### 1.3 Antecedentes

El estudio de las MHWs en el Atlántico nororiental no ha tenido demasiada consideración. No existen eventos registrados en la literatura (Holbrook et al., 2019) ni una caracterización detallada de la zona propiamente dicha con datos de última generación. El conocimiento de las MHWs en la región de la cuenca canaria se limita a las caracterizaciones globales de Holbrook et al. (2019) y Oliver et al. (2018) que describen la cuenca canaria con una **frecuencia de MHWs de 1.5 a 2.5 eventos por año**, una **intensidad media por evento relativa a la serie climatológica de 1°C a 2.5°C**, y una **duración media por evento de 10 a 15 días**, aproximadamente.

Como único estudio regional bajo la definición y metodología de Hobday et al. (2016), encontramos la publicación de Varela et al. (2021), en la que se evalúa la tendencia de los días anuales de MHW en la zona de afloramiento y aguas interiores entre los años 1982 y 2018.

### 1.4 Objetivos

El presente estudio se centra en la caracterización de la frecuencia, la duración, la intensidad y la distribución espacial de las MHWs en la zona de la cuenca canaria.

Para lograr el objetivo principal, se proponen los siguientes objetivos específicos:

- Realizar una caracterización climática de la SST en la zona de estudio mediante datos de reanálisis de alta resolución y escala espacio-temporal adecuada. Es decir, con una serie temporal de al menos 30 años y con valores medios diarios de SST.
- Una vez descritos los factores climáticos, se pretende establecer una caracterización temporal de las MHWs y obtener así el régimen medio de las propiedades que definen las MHWs para toda el área de estudio y el periodo seleccionado.
- Caracterizar espacialmente las MHWs a partir también de los resultados del primer punto, y describir las posibles relaciones de causalidad de sus propiedades con los fenómenos dinámicos particulares de cada subregión de la cuenca canaria.

## 2. MATERIAL Y MÉTODOS

### 2.1 Datos OSTIA

Los datos de temperatura superficial elegidos para el presente estudio provienen del reanálisis “CMEMS OSTIA SST reprocessed analysis (SST-GLO-SST-L4-REP-OBSERVATIONS-010-011)”, proporcionados por el Copernicus Marine Environment Monitoring Service (CMEMS) (Good et al., 2020). Su desarrollo se ha realizado en la “Met Office”, como es conocido el servicio nacional de meteorología del Reino Unido, y desde su publicación en conferencia en 2007 (Stark et al., 2007) y su posterior publicación en revista (Donlon et al., 2012), ha sido usado en multitud de aplicaciones (e.g. Balmaseda et al., 2013; Dee et al., 2011; Petch et al., 2020).

El conjunto de datos mencionado, el Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis (OSTIA), ofrece medias diarias en malla de SST, la concentración de hielo (IC), el error estándar de SST y una máscara continente-océano a escala global. Tiene una cobertura temporal desde 1981 hasta el presente, y una resolución espacial de  $1/20^\circ$  en latitud y longitud. Se trata de un conjunto de datos alimentado por satélites y datos *in situ* (con boyas de deriva y fondeadas) que ha experimentado multitud de correcciones y actualizaciones, y las seguirá teniendo. Para estimar la calidad de los datos Worsfold et al. (2021) compararon los datos OSTIA con datos ARGO no utilizados en el análisis para el periodo disponible (2003-2019); obteniendo una diferencia media de  $0.0342^\circ\text{K}$  y una desviación estándar de  $0.4964^\circ\text{K}$  para el Atlántico Norte. En la figura 5 aparecen los valores medios de SST y la desviación estándar del reanálisis. Por otro lado, en la tabla 1 se muestran algunos de los parámetros principales que caracterizan el conjunto OSTIA y en el Anexo C se detalla el proceso de asimilación y análisis por parte del CMEMS.

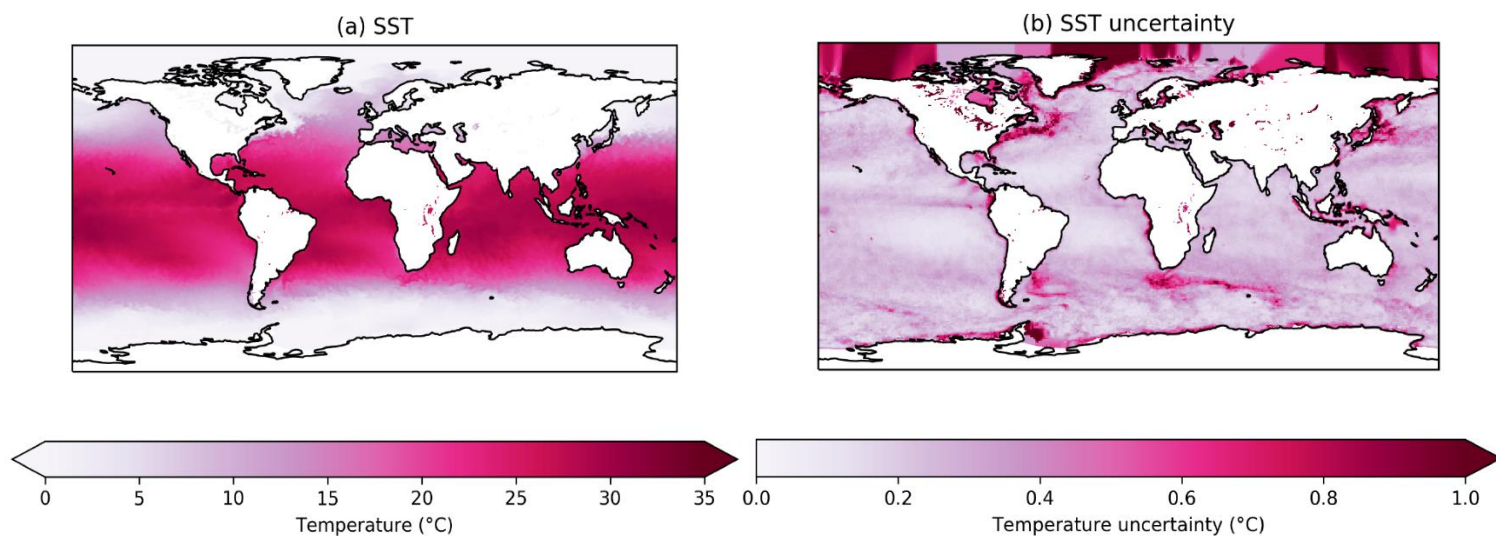


Figura 5 (a) SST media, e (b) incertidumbre (desviación estándar) en el procesamiento de los datos. Figuras extraídas de Good et al. (2020)

Tabla 1 Algunas generalidades importantes de los datos OSTIA. La cobertura temporal y espacial, los sensores de satélite utilizados y las instituciones implicadas, donde destaca la presencia de la ESA y la NOAA, y especificaciones del análisis. Tabla traducida de Worsfold et al. (2021)

	Reanálisis CMEMS OSTIA
Periodo	Octubre del 1981 hasta 1 año anterior al presente
Resolución espacial	0.05° de latitud y longitud
Entrada de datos satelitales (sensores y proveedores de los datos)	ATSR, AVHRR-<7,9,11,12,14,15,16,17,18,19, MTA> (ESA SST CCI) SLSTR-A/B, AVHRR-19/MTA (C3S) GOES-13/16, METOP-A/B, SEVIRI (EUMETSAT) GMI, AMSR-2/E (REMSS)
Entrada de datos in situ	HadIOD (boyas de deriva y fondeadas)
Sistema de análisis	El sistema de reprocesamiento OSTIA está basado en un sistema operacional de instantes cercanos al presente o NRT ( <i>Near Real Time</i> ) en inglés.
Profundidad del análisis	SST fundamental o <i>Foundation SST</i> en inglés (libre de variabilidad diaria). Temperatura de la capa subsuperficial del océano justo antes del amanecer, establecido a las 05:00 a.m.



## 2.2 Tratamiento de los datos OSTIA

De acuerdo con el marco espacial del apartado 1.1 y la definición del apartado 1.2, se ha procedido al estudio de las MHWs. En primer lugar, se les ha aplicado a los datos un código de detección, que discierne las MHWs en una serie temporal y, posteriormente, se han calculado los parámetros que se listan en la tabla B1. Tanto las variables calculadas como las estimadas han sido representadas en un dominio espacial para poder estudiar su distribución geográfica, y en el dominio temporal para conocer en detalle los eventos dados en un área promediada.

El Código de Detección, Análisis y Visualización (CDAV) ha sido proporcionado y asistido personalmente por Eric Oliver de la Universidad de Dalhousie (Nueva Escocia, Canadá) y puede encontrarse en formato de código abierto en:

- <https://github.com/ecjoliver/marineHeatWaves>
- [https://github.com/ecjoliver/Global\\_MHW\\_Trends](https://github.com/ecjoliver/Global_MHW_Trends)
- [https://github.com/ecjoliver/MHW\\_Drivers](https://github.com/ecjoliver/MHW_Drivers)

Estos códigos fueron utilizados para Hobday et al. (2016), Holbrook et al. (2019) y Oliver et al. (2018), y han asentado un código replicable y adaptable para el estudio de las MHWs en un consenso común para cualquier periodo y lugar. Por otro lado, todo el código empleado en el presente trabajo, desde la obtención de los datos, a las modificaciones y actualizaciones del código de E. Oliver puede encontrarse publicado en:

- <https://github.com/LluisCastrillo/TFG--Marine-Heat-Waves>

En el pre-tratamiento, al obtener los datos primarios hubo que corregir un error puntual del eje temporal y se realizó con el software Climate Data Operator (CDO). El resto del trabajo está realizado íntegramente en Python, un lenguaje de programación versátil y multiplataforma de código abierto. Para poder trabajar con el CDAV fue necesario actualizar algunos paquetes, incorporando algunos nuevos y, por ende, modificar algunas partes. Todo ello, integrando una combinación de versiones de softwares y paquetes compatibles entre ellos. Mencionando los más destacados esta labor concluyó con las versiones Python 3.8.9, PyPI 21.1.1 (instalador de paquetes), Basemap 1.2.1 para la visualización geográfica y Matplotlib 3.4.1 para la visualización gráfica.

El siguiente paso consistió en adaptar y/o filtrar la gran cantidad de código disponible en el CDAV a la escala espacial y de detalle que pretende el presente estudio. Cabe destacar que el CDAV fue desarrollado en trabajos publicados en revistas de primer orden por lo que estamos ante herramientas muy robustas y complejas. Entre las partes del CDAV no utilizadas se encuentra la aplicación de modelos numéricos para contrastar la significancia de las tendencias, modelos climáticos para alargar las series temporales, análisis de sensibilidad, estudios de correlación, etc. Un cambio importante en el código elaborado para el presente trabajo se dio en un punto donde el CDAV de E.Oliver recurre a un software externo para un paso intermedio (Matlab), por lo que hubo que crear ese código en Python para integrar el conjunto del script.

### 2.2.1 Método de detección y análisis

Para la detección de los eventos se ha calculado la serie climatológica, entendida como la serie anual de los valores diarios normales, y el umbral estacional como la serie anual del percentil 90 normal diario, y en este caso, suavizada con una media móvil 31 días (Figura 6B y tabla B1). Posteriormente, para los datos de la serie original que toman valores por encima del umbral se les ha aplicado la condición mínima de duración de 5 días admitiendo *gaps* de hasta 2 días. Es decir, 6 días consecutivos de la serie original por encima del umbral estacional, 2 días por debajo, y consecutivamente 3 días más por encima se considera como un único evento de 11 días de duración; una explicación técnica más detallada puede leerse en Hobday et al. (2016). Una vez identificados los eventos discretos, se han calculado los parámetros de duración, intensidad y frecuencia.

Un apunte importante es que los valores medios calculados son un promedio de promedios. Es decir, el valor medio de duración, por ejemplo, no es la suma de la duración de todos los eventos entre el número de eventos, sino que es la suma del promedio de duración de los eventos de cada año dividido entre el número de años con eventos. Esta metodología tiene diferentes implicaciones en la naturaleza matemática del resultado final, pero, en cualquier caso, es la idónea para este estudio debido a que es un dato muy representativo de la evolución temporal del parámetro. Ya que pone el foco en valores anuales más que en el número de eventos; que pueden ser muy dependientes del percentil escogido en el proceso de detección.



### 2.2.2 Modelo de regresión lineal múltiple

Para la estimación de las tendencias se han aplicado modelos de regresión múltiple, los cuales asumen las hipótesis de no colinealidad entre las variables, la homocedasticidad de los residuos, la normalidad de los datos y la linealidad de la variable dependiente (Granados, 2016).

$$y_j = \beta_i X_{ij} + e \quad (ec.1)$$

El modelo toma la siguiente expresión donde “y” es la variable independiente, beta el estimador parcial para cada variable independiente, “X” la matriz de predictores y “e” el error del modelo. En el caso de este estudio la matriz de predictores consiste en dos columnas, la primera entera de unos para estimar la media y la segunda con la serie de datos temporales. Por lo tanto, la estimación de la tendencia consistiría en una regresión lineal simple. Entonces, no puede haber colinealidad entre variables puesto que solo hay una. Por otro lado, la homocedasticidad y la normalidad se asumen en esta primera aproximación.

## 3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El área de estudio ha sido analizada mediante los datos OSTIA para la serie temporal del 16 de octubre del 1981 hasta el 31 de diciembre del 2019. Muestra una distribución media de SST en un rango de 16°C a 23°C aproximadamente, con valores mínimos en toda el área de afloramiento y máximos al suroeste del archipiélago canario (Figura 6A). La serie climatológica y el umbral estacional para el área promediada toman valores extremos en el mes de octubre y de marzo. Con valores de 23°C y 24°C, y 18°C y 19°C respectivamente (Figura 6B). Por lo tanto, en los meses de octubre y de marzo donde encontramos los valores extremos y el rango más amplio entre ambas series, podemos esperar una mayor variabilidad térmica y en el caso de darse MHWs, serán más intensas relativas a la serie climatológica. Ya que la diferencia entre el valor medio y el umbral es mayor (Figura 6B).

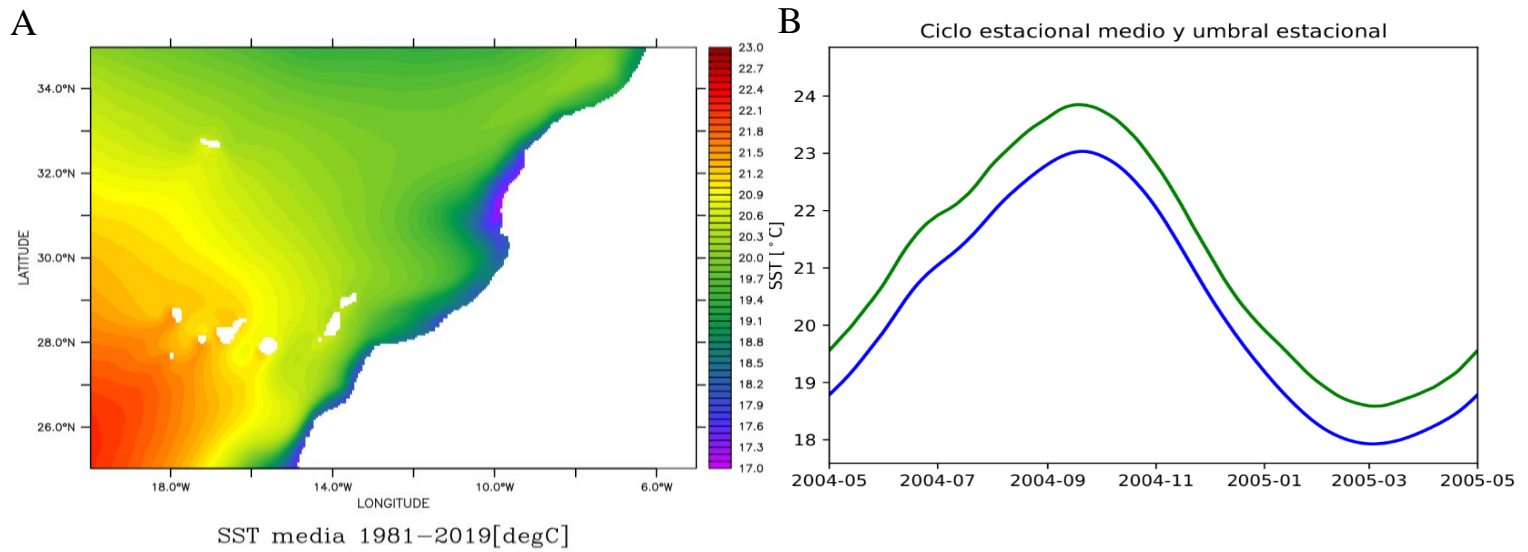


Figura 6 A) Valores promediados de la SST para toda el área de estudio y la serie temporal completa del 1981 al 2019, y B) Ciclo estacional medio o serie climatológica (azul) y umbral estacional calculado a partir del percentil 90 (verde). Han sido calculados a partir del promedio espacial de la zona de estudio y es representativo de toda la serie temporal. El eje temporal es arbitrario para su representación gráfica.

Con valores medios anuales (Figura 6A) y estacionales (Figura D1) siempre más bajos en el área de afloramiento podemos inferir de que esta presenta actividad durante todo el año. Por otro lado, observando los valores medios de SST en verano (Figura D1) se detecta el acoplamiento entre el campo de SST del océano abierto subtropical y el campo del propio afloramiento. Donde en otoño podemos apreciar como estos acoplamientos se homogenizan y maximizan (Figura D1). Si nos fijamos en la figura 6B la transición entre el valor máximo y el mínimo es de 5 meses mientras que del mínimo al máximo es de 7 meses. Probablemente este comportamiento irregular venga determinado por la escala espacio-temporal típica, la magnitud y la estacionalidad de los fenómenos implicados en la transferencia de calor atmósfera-océano.

Aunque en este primer estudio no se ha discernido los eventos por estaciones, en relación con las figuras 6B y D1 cabría esperar patrones estacionales relevantes en las propiedades de las MHWs. Por un lado, según los valores de la serie climatológica y el umbral estacional, lo más probable es que la intensidad absoluta de los eventos primaverales sean los menos intensos y los otoñales los que más (Figura 6B). Mientras que para las estaciones de transición habría que estudiarlas con más detalle antes de realizar suposiciones. Al mismo tiempo, como ya se ha dicho, también en otoño y en primavera cabe esperar los eventos con mayores intensidades medias relativas a la serie climatológica, ya que muestran el mayor rango de temperatura entre el valor medio y

umbral (Figura 6B). Por otro lado, los parámetros como la duración, la frecuencia, o las tasas de crecimiento y decrecimiento pueden estar directamente correlacionados con la estacionalidad, y esta, con fenómenos físicos de formación de MHWs particulares (Apartado 1.2). Por ello, considerar el factor estacional para futuros estudios es imprescindible para comprender como, cuando y donde se forman las MHWs.

### 3.1 Caracterización temporal

Para describir la evolución temporal de los datos y definir el régimen general de las MHWs, se ha aplicado el código de detección y análisis sobre la serie temporal obtenida a partir del promedio espacial de toda el área de estudio.

Bajo esta premisa, se han detectado **un total de 58 eventos** que, en promedio, se caracterizan con los valores mostrados en la tabla 2 y 3. La importancia o impacto relativo de los valores obtenidos dependerá del enfoque que se le quiera dar, pero, en cualquier caso, comparando los resultados con los estudios globales de Holbrook et al. (2019) y Oliver et al. (2018) podemos decir que:

- La zona de estudio muestra una frecuencia media de  $1.487 \pm 0.24$  eventos por año en sintonía con los estudios globales. Se demuestran un rango de valores de 0 a 5 eventos por año que se traducen en una desviación estándar relativamente alta de 1.5 eventos.
- La duración de los eventos promediada en cálculos globales es de 10 a 15 días y en nuestro estudio toma un valor de  $18.688 \pm 3.849$  días. Aunque con un valor anual máximo de 75 días de duración cercano a las tres desviaciones estándar sobre la media, habría que valorar la posible influencia sobre el valor medio por parte de eventos atribuibles al error aleatorio. Los días totales de MHWs al año recibe la misma interpretación con un valor medio de  $31.077 \pm 6.155$  días por año y un año singular de 132 días de MHWs.

- La intensidad media se ubica en un rango de 1.5°C a 2.5°C en el Atlántico nororiental en una escala de 0°C a 5°C en término global, aunque según nuestros resultados presenta una intensidad considerablemente baja de  $1.018 \pm 0.026^\circ\text{C}$  de anomalía. Un caso más particular es el de la intensidad máxima. Esta toma un valor medio anual de  $1.258 \pm 0.044^\circ\text{C}$  con una desviación estándar baja de 0.2°C por lo que en general presenta poca variabilidad. Pero encontramos un año singular de 2°C de intensidad máxima que se ubica cercano a las cuatro desviaciones estándar sobre la media.

*Tabla 2 Parámetros principales para la caracterización de las MHWs. Régimen medio con su error estándar, desviación estándar de la media y rango de los valores medios según los datos OSTIA para la serie del 1981 al 2019. Los parámetros de intensidad son relativos a la media climatológica.*

	Valor medio	Desviación estándar	Rango de valores
Frecuencia [eventos/año]	$1.487 \pm 0.24$	1.51	[0,5]
Días totales de MHW [días/año]	$31.077 \pm 6.155$	38.468	[0,132]
Duración de los eventos [días/año]	$18.688 \pm 3.849$	18.86	[5, 75]
Intensidad Media [ $^\circ\text{C}/\text{año}$ ]	$1.018 \pm 0.026$	0.128	[0.8, 1.5]
Intensidad Máxima [ $^\circ\text{C}/\text{año}$ ]	$1.258 \pm 0.044$	0.218	[0.9, 2]
Intensidad Acumulada [ $^\circ\text{C}$ días/año]	$19.59 \pm 3.394$	16.63	[5, 78]

Observando los valores de intensidad relativos a la media climatológica y al umbral (Tabla 2 y 3), se demuestran diferencias relativamente pequeñas entre los valores medios y máximos de aproximadamente  $0.3^\circ\text{C}$ ; hecho que se traduce en desviaciones típicas promedio también bajas de  $0.138^\circ\text{C}$ . Al mismo tiempo, como en la tabla 2, los parámetros descriptores secundarios de la tabla 3 también muestran síntomas de la presencia de eventos anómalos entre las MHWs valga la redundancia. Los parámetros de intensidades relativas al valor umbral muestran claramente estos “síntomas” con valores anuales máximos de hasta 4 desviaciones estándar sobre el valor promedio (e.g. la intensidad media relativa, con un valor medio de  $0.235^\circ\text{C}$ , desviación estándar de  $0.098^\circ\text{C}$  y un evento máximo de  $0.6^\circ\text{C}$ , tabla3).

Tabla 3 Parámetros secundarios para la caracterización de las MHWs. Régimen medio con su error estándar, desviación estándar de la media y rango de los valores medios según los datos OSTIA para la serie del 1981 al 2019. Los parámetros con la etiqueta “relativa” son relativos al valor umbral. El conjunto de valores de “variación de la Intensidad” se refiere a la desviación típica en cuanto a intensidad de los eventos. El parámetro “Intensidad Máxima de los máximos” tiene en cuenta los eventos máximos de cada año. La distinción entre “Intensidad Acumulada” de la tabla 2 y la total radica en que la primera está referenciada por evento y la total respecto al año; sería un símil con “Duración de los eventos” y “Días totales de MHW” respectivamente. La tasa de crecimiento y la de decrecimiento están referenciadas según el instante inicial de la MHW, el instante máximo y el instante final.

	Valor medio	Desviación estándar	Rango de valores
Intensidad Media relativa[°C/año]	0.235 ± 0.02	0.098	[0.08, 0.6]
Intensidad Media absoluta[°C/año]	21.989 ± 0.339	1.66	[18.7, 23.8]
Variación de la Intensidad [°C/año]	0.138 ± 0.01	0.05	[0.04, 0.3]
Variación de la Intensidad relativa[°C/año]	0.137 ± 0.01	0.05	[0.04, 0.28]
Variación de la Intensidad absoluta[°C/año]	0.198 ± 0.021	0.104	[0.07, 0.52]
Intensidad Máxima de los máximos[°C/año]	1.476 ± 0.069	0.336	[0.9, 2.2]
Intensidad Máxima relativa[°C/año]	0.475 ± 0.04	0.198	[0.2, 1.1]
Intensidad Máxima absoluta[°C/año]	22.214 ± 0.342	1.678	[18.9, 24.2]
Intensidad acumulada total [°C días/año]	32.473 ± 6.416	40.1	[0, 142]
Tasa de crecimiento [(°C /días) /año]	0.092 ± 0.01	0.048	[0.03, 0.21]
Tasa de decrecimiento [(°C /días) /año]	0.102 ± 0.01	0.048	[0.01, 0.22]

Entre los 58 eventos registrados en este estudio, podemos destacar 2 eventos como anómalos en cuanto a duración e intensidad acumulada, y a intensidad media y máxima, respectivamente (Figura D2). Estos eventos, pueden ser considerados como los responsables del aumento en la desviación estándar y de los valores máximos anuales registrados en los parámetros de las tablas 2 y 3, donde destacan los valores anuales máximos de duración (75 días), días totales de MHWs (132 días), intensidad media (1.5°C), intensidad máxima (2°C) e intensidad acumulada (78°C días) (Tabla2).

En primer lugar, el evento de máxima duración e intensidad acumulada presenta unos valores completamente anómalos de 137 días de duración y  $134.9^{\circ}\text{C}\cdot\text{días}$  de intensidad acumulada (Tabla 4). Paradójicamente, el valor máximo absoluto es más bajo que el medio absoluto ( $19.3^{\circ}\text{C}$  frente a  $20^{\circ}\text{C}$ ) debido a que la variable “Intensidad Máxima” determina el punto máximo relativo a la serie climatológica mientras que la de “Intensidad Media” lo establece según el evento. Por otro lado, las tasas de crecimiento y caída son muy bajas acordes con un evento muy largo y poco intenso, siendo estas visibles gráficamente en la figura 7 y numéricamente en la tabla 4. El evento anómalo en cuanto a intensidad máxima y media presenta una tasa de crecimiento de un orden de magnitud mayor que en el caso anterior ( $0.074^{\circ}\text{C}/\text{día}$ ) e intensidades absolutas de  $3^{\circ}\text{C}$  por encima (Tabla 4). En ambos casos destacan duraciones de los eventos por encima del valor medio de  $18.688 \pm 3.849$  días, y, si nos fijamos en la figura 7, vemos como estos eventos extremos se encuentran ubicados en un periodo longevo de continua anomalía positiva respecto a la media climatológica.

El evento extremo de 137 días entre el año 2009 y 2010 coincide en el tiempo y en el espacio con el fenómeno descrito por Hu et al. (2011). Estos autores describen un fenómeno dado entre el verano del 2009 y del 2010 de una persistente anomalía positiva en el atlántico norte de un año de duración; la cual la atribuyen a la influencia de la ENSO amplificada por una fase NAO negativa extrema y persistente. Fenómeno el cual encaja perfectamente con lo observado en este estudio.

*Tabla 4 Parámetros descriptivos de los 2 eventos extremos registrados para la serie del 1981 – 2019.*

	Evento de máxima duración e intensidad acumulada	Evento de mayor intensidad máxima y media
Fecha	17/11/2009 – 02/04-2010	23/07/2004 – 09/09/2004
Tasa de crecimiento [ $^{\circ}\text{C}/\text{día}$ ]	0.006	0.074
Tasa de caída [ $^{\circ}\text{C}/\text{día}$ ]	0.018	0.046
Int. Máxima absoluta [ $^{\circ}\text{C}$ ]	19.260	24.470
Int. Máxima [ $^{\circ}\text{C}$ ]	1.321	2.210
Int. Media absoluta [ $^{\circ}\text{C}$ ]	19.968	23.894
Int. Media [ $^{\circ}\text{C}$ ]	0.98	1.51
Int. Acumulada [ $^{\circ}\text{C días}$ ]	134.92	73.971
Duración [días]	137	49

Por otro lado, aunque no se han encontrado referencias específicas que expliquen el origen del evento de máxima intensidad del 2004, hay un conjunto de factores que podrían darle explicación. En primer lugar, este evento extremo forma parte de una anomalía positiva de 6 meses (Figura 7), por lo que podríamos pensar en una explicación similar a la anterior. Es cierto que existe un índice ENSO positivo en el 2004, pero este no presenta un contraste positivo-negativo que genere inestabilidades importantes (Ortega, 2013), y el índice NAO apenas muestra actividad para esas fechas (Ver: [NAO INDEX](#)). Por ello, no queda del todo claro el origen de los 6 meses de anomalía. En cuanto a la magnitud de la intensidad máxima del evento, todo apunta a la interacción directa con olas de calor atmosféricas. De hecho, entre el 23 de julio y el 26 de agosto del 2004, en el archipiélago canario se registraron 4 olas de calor, acumulando un total de 16 días. Entre ellas, destaca especialmente la ola de calor del 23 al 29 de julio, con una duración de 7 días, una intensidad absoluta de 36.2°C y una anomalía térmica de 6.9°C que se sitúa como la segunda más alta de la serie del 1976 al 2015 (AEMET, 2015). Entre los impactos biológicos derivados de este evento encontramos una proliferación masiva de la cianobacteria diazotrófica *Trichodesmium erythraeum* en el mismo mes de agosto del 2004 (Ramos et al., 2005). Y, según Clemente et al. (2011), consideran el evento del 2004 como el posible detonante en la expansión y detección de *Millepora sp.* en canarias.

En definitiva, el evento del 2004 puede considerarse como un evento extremo iniciado y condicionado por el tren de olas de calor vividas en la región del archipiélago canario, con unos impactos biológicos de magnitudes destacables, y donde no queda claro el origen de la anomalía persistente.

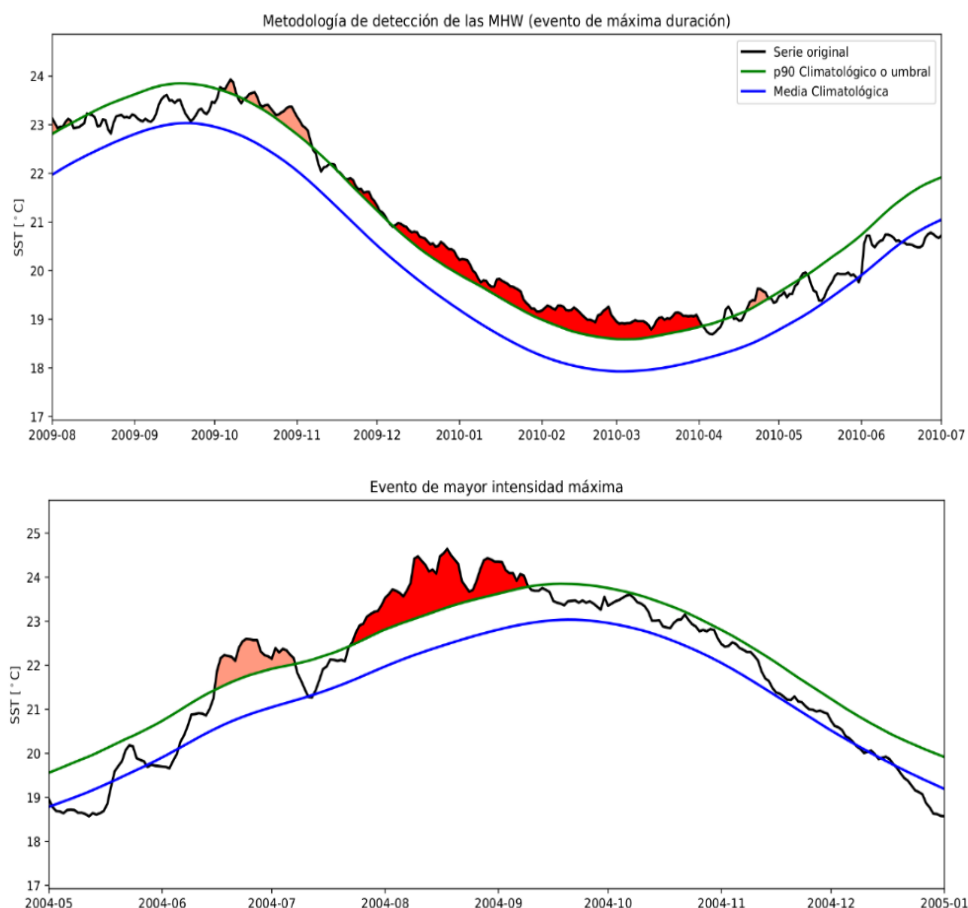


Figura 7 Visualización gráfica de los eventos anómalos. El evento de máxima duración e intensidad acumulada, y el evento de mayor intensidad máxima y media; de arriba abajo. En negro la serie de datos original, en verde el umbral estacional y en azul la media climatológica. La coloración de las MHWs es en función de la duración en el primer caso y la intensidad máxima en el segundo; en rojo el evento máximo.

El análisis interanual de las variables de frecuencia y días totales de MHWs parecen mostrar diferencias de largo periodo (Figura 8). Aparece un primer periodo del 1981 – 1994 con una media de 0.38 eventos/año, un segundo periodo del 1995 – 2006 con un valor medio de 2.64 eventos/año y un tercer periodo del 2007 - 2019 con un número medio de 2.00 eventos/año (Figura 8B). Comparando los resultados con fenómenos atmosféricos correlacionados, se valoran la frecuencia y los días totales de ciclones tropicales por año en el atlántico norte ( $5^{\circ}$  a  $25^{\circ}$ N,  $90^{\circ}$  a  $20^{\circ}$ W) por estar directamente correlacionados con la SST (Lighthill et al., 1994), y los días totales de olas de calor atmosféricas por año en la región mediterránea, correlacionadas con las MHWs mediante la interacción atmósfera-océano y con nuestra zona de estudio por teleconexión (Holbrook et al., 2019; Oliver et al., 2018).



Según los resultados de Webster et al. (2005) también se detecta un aumento medio de 3 ciclones por año y un aumento medio aproximado de 30 días totales de ciclones por año a partir de mediados de los 90 respecto a la década del 85-95. Aunque como la serie temporal es hasta el 2005 no se puede comparar nuestra última década. Evaluando la sincronía de los años máximos y mínimos, a partir de los datos disponibles no parece haber una relación cronológica causa-efecto entre las años máximos y mínimos de eventos de ciclones tropicales en el atlántico norte y de MHWs en la cuenca canaria, aunque esto podría cambiar si se analizarán ambos fenómenos en la misma región. Por otro lado, según los resultados de Perkins et al. (2012) en el Mediterráneo, también se demuestra un aumento de olas de calor en la década del 95 – 05 respecto a la anterior, pero dentro de una tendencia que va desde los años 90 hasta el final de la serie por lo que no se aprecia un comportamiento decenal. En este estudio, si parece haber cierta sintonía entre los años de mayor número de eventos de MHWs en la cuenca canaria y los de olas de calor atmosféricas en la región mediterránea; corroborando la posible interacción entre ambos fenómenos o la relación común de ambos con procesos físicos de escala espacio-temporal de largo periodo.

Este posible comportamiento decenal observado en el número de eventos medio tanto en las MHWs en la cuenca canaria, como en los ciclones tropicales en el atlántico norte (Webster et al., 2005), parece indicar la presencia de un modulador de largo periodo que causa un efecto en el número de eventos por año en una gran extensión espacial. Entre las oscilaciones climáticas conocidas surge como candidata a generar esta variabilidad la denominada AMO, también conocida como la oscilación atlántica multidecadal, y entendida como la ciclicidad natural de la variación de la SST en un periodo de 60 a 80 años. Aunque también, los años de mayor número de MHWs registrados (1997, 2003 y 2006) coinciden con años de transición Niño – Niña y/o NAO positiva - negativa, por lo que la ENSO vía teleconexiones y la NAO por forzamiento atmosférico podrían estar jugando un papel determinante como ya indicó Holbrook et al. (2019).

Posiblemente estos tres moduladores también estén causando efectos sobre los días totales de MHW (Figura 8A) y los demás parámetros, pero su visualización resulta mucho menos intuitiva ya que estos parámetros son dependientes de más factores dinámicos.

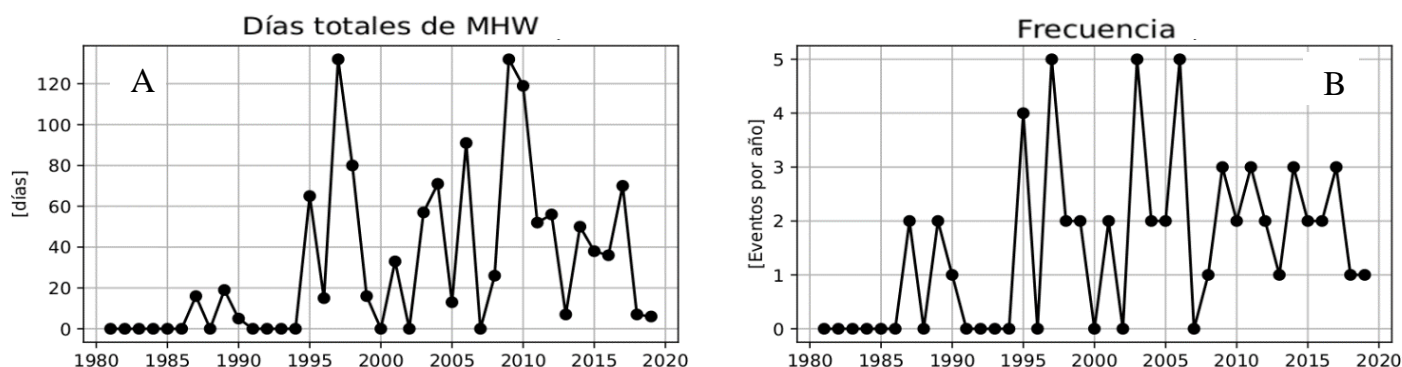


Figura 8 A) Días totales de MHW por año y B) frecuencia de eventos por año.

Por otro lado, sorprende la poca cantidad de eventos registrados en el primer periodo de la serie del 1981 – 1994 (Figura 8). Este hecho podría hacernos plantear si los datos son “suficientemente buenos”, ya que la cantidad de datos para los análisis de la SST son menores en los primeros años. Y, al mismo tiempo, para estos primeros años no hay una validación con bases de datos externas al análisis, ya que no hay bases disponibles (Good et al., 2020). En cualquier caso, por ahora no hay motivos suficientes para desestimar los datos utilizados.

Finalmente, utilizando la clasificación por categorías propuesta por Hobday et al. (2018) y según el conjunto de resultados obtenidos en las tablas 2 y 3 parecen coherentes los resultados demostrados en la tabla 5. Donde se obtiene un predominio abrumador (96% de los días de MHW) de eventos con carácter moderado con algunos episodios fuertes (Apartado 1.2 y figura 2B).

Tabla 5 Número de días y porcentajes relativos clasificados en función del sistema categórico presentado en el apartado 1.2 y figura B2

	Moderada	Fuerte	Severa	Extrema
Días	1154	43	0	0
Porcentaje [%]	96.408	3.592	0.000	0.000

### 3.2 Caracterización espacial

Analizando la distribución espacial de las propiedades que definen a las MHWs por cuadrante suroccidental nos referimos a la región del archipiélago canario, y por cuadrante noroccidental a la del archipiélago de Madeira.

La cantidad de eventos registrados en la zona de estudio muestra un valor medio anual de 1 a 3 eventos, con un predominio zonal de 1.5 a 2 eventos (Figura 9).

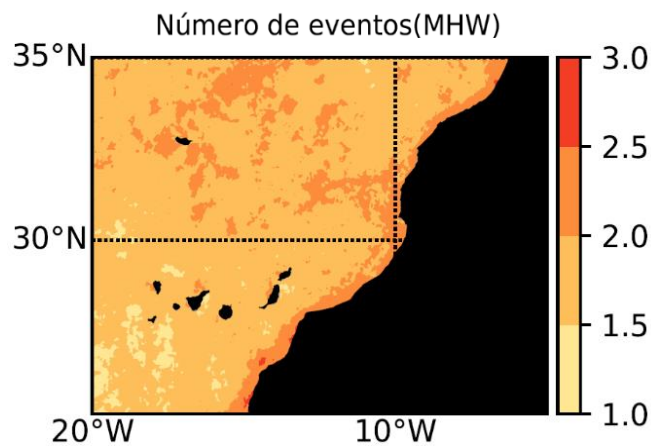


Figura 9 Distribución espacial del número de eventos medio por año.

Se observa un rango temporal medio por año de 5 a 25 días de duración, donde los eventos más duraderos se encuentran en las aguas interiores del cuadrante suroccidental (figura 10A). En promedio, se demuestra una cantidad de 19 a 31 días de MHW en cada punto por año (figura 10B) con valores máximos en el archipiélago canario y especialmente en el área de formación de *eddies* más intensos (Sangrà et al., 2009).

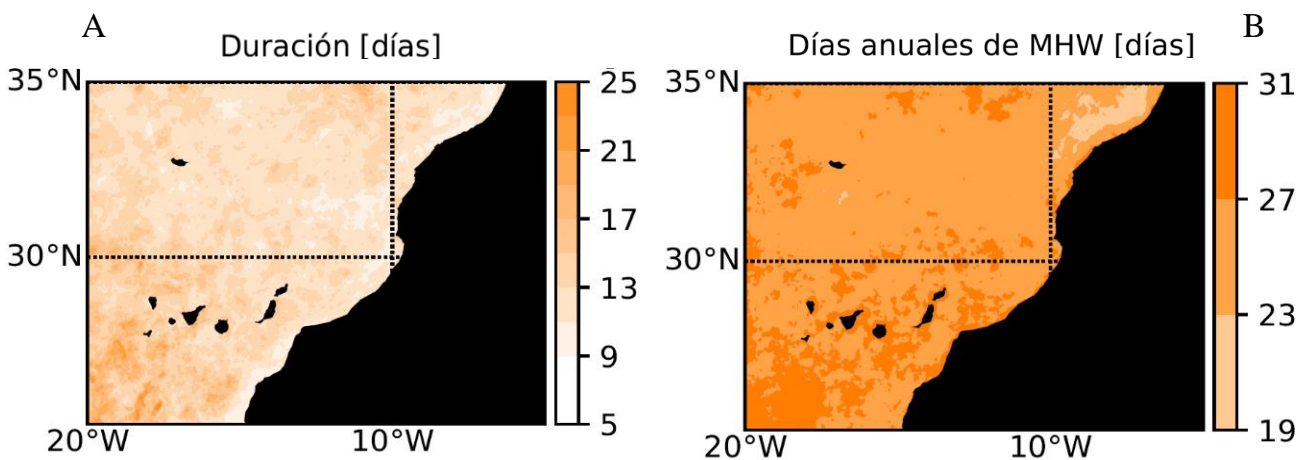


Figura 10 A) Distribución espacial de la duración media de los eventos y B) los días anuales medios de MHW.

Respecto a los valores de intensidad, se detectan máximos generalizados de intensidad media, máxima y acumulada anual en la costa africana relativos a la serie climatológica (Figura 11). Aunque el cuadrante suroccidental toma también valores altos de intensidad acumulada. Entonces, el evento promedio anual presenta mayor intensidad acumulada en el cuadrante suroccidental (Figura 11C), mientras que el área del afloramiento canario presenta mayor intensidad acumulada en promedio anual (Figura 11D).

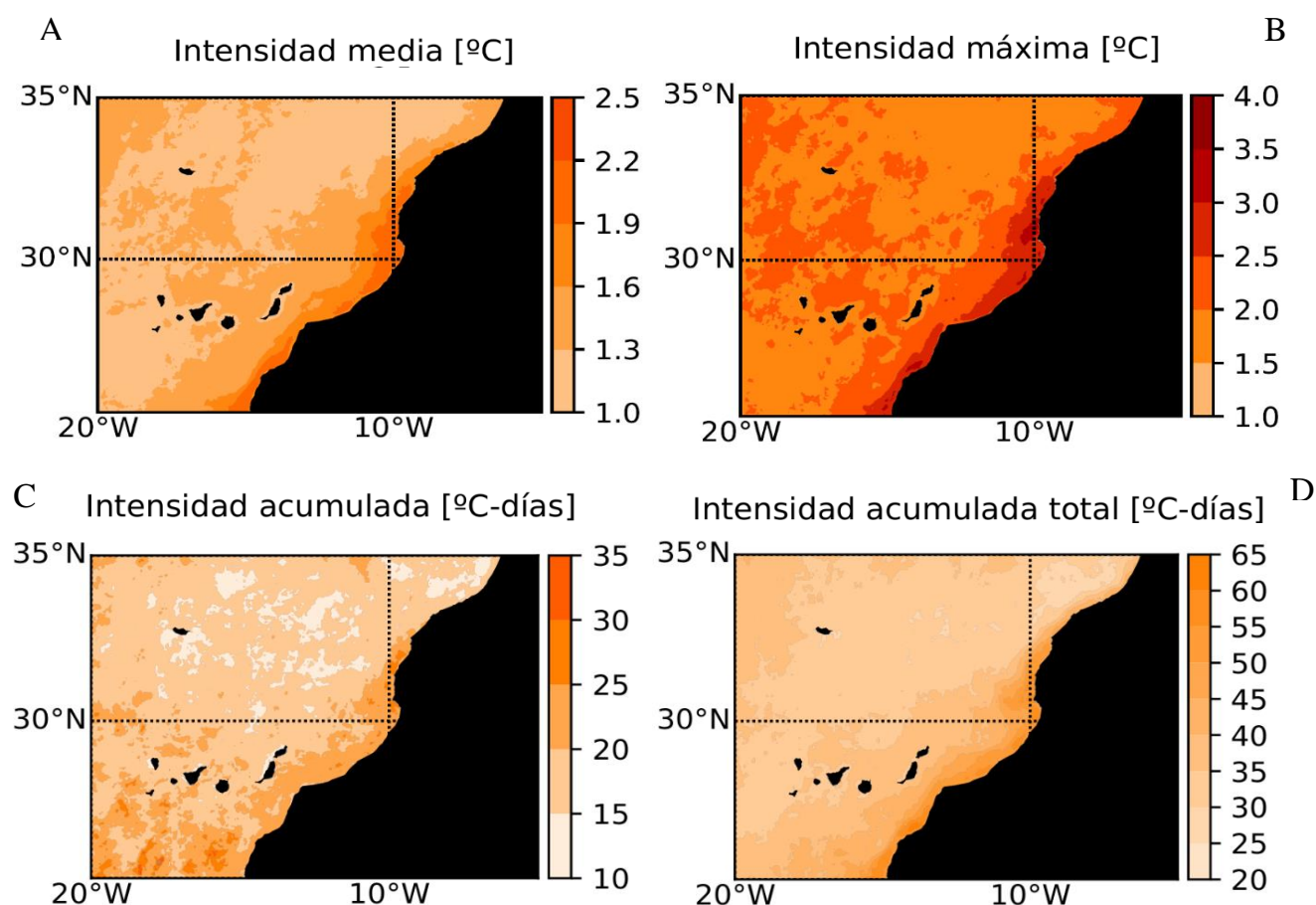


Figura 11 Distribución espacial media anual de la A) Intensidad media, B) Intensidad Máxima, C) Intensidad Acumulada e D) Intensidad Acumulada Total. Nótese que las variables están calculadas respecto a la serie climatológica.

En la tabla 6, a modo de sumario se recogen los rangos medios aproximados de las variables visualizadas en las figuras 9, 10 y 11. Mediante esta tabla se pretende una comparación descriptiva entre las subregiones mencionadas en párrafos anteriores.

- **El cuadrante noroccidental** se caracteriza por tener un rango térmico anual de 17°C a 23°C aproximadamente (Figura D1) y un predominio de *eddies* ciclónicos especialmente en la vertiente norte de Madeira (Sangrà et al., 2009) que favorecen la mezcla vertical y el afloramiento de aguas de capas intermedias dificultando la formación de episodios cálidos. Las MHWs en la región de Madeira presentan

una frecuencia anual media entre 1.5 y 2.5 eventos, con una duración media de hasta 17 días y una intensidad media que no supera los 1.6°C. El comportamiento de las MHWs y las características de la zona parecen indicar que los principales mecanismos de formación de MHWs podrían ser los aportes térmicos anómalos de aguas interiores del gran giro subtropical, por ejemplo. Aunque habría que estudiar las tasas de crecimiento y decrecimiento, y los periodos de anomalía positiva para desestimar los moduladores climáticos como principal factor. Otra posibilidad que no queda descartada es la influencia de los *eddies* anticiclónicos. Que, aunque no son predominantes en la zona, su presencia puntual podría ser determinante.

- **El cuadrante suroccidental** presenta entre 1 y 2 eventos al año, de una duración promediada de hasta 25 días que se traducen en hasta 31 días de MHWs al año. La región suroeste del archipiélago canario se caracteriza por presentar una masa de agua cálida cuasi permanente que oscila entre 21°C y 24°C (Figura 6A y D1), y *eddies* intensos de naturaleza anticiclónica (Sangrà et al., 2009) que favorecen la subducción de las aguas cálidas superficiales transportando parte del calor en profundidad. Según las propiedades de las MHWs de la zona y las características mencionadas, parece una zona sin especial propensión a la formación de MHWs. Ya que es una zona de aguas generalmente cálidas con un sistema de *eddies* predominantemente anticiclónicos con capacidad de mantener las temperaturas estables. La duración promedio de hasta 25 días probablemente implique un periodo de anomalía mayor. Lo que invita a pensar en una posible correlación directa entre la NAO como modulador climático interanual y la formación de MHWs en la zona; y posiblemente también con algún factor de pre-acondicionamiento estacional. Los valores de intensidad promedio de la tabla 6 pueden parecer bajos, pero, en cualquier caso, reflejan que se trata de una zona con poca variabilidad térmica, y hay que tener en cuenta que probablemente tome los valores absolutos más altos, ya que tiene el mayor valor medio.

Otra posibilidad plausible podría ser la de una correlación directa entre los eventos de MHWs y *eddies* anticiclónicos de propiedades o periodos concretos. La escala espacio-temporal típica de ambos fenómenos comparten nicho, y un giro anticiclónico con un gradiente vertical de densidad muy acusado no es capaz

de generar subducción, por lo que el agua del centro del giro se “estanca” y calienta.

- **El área de afloramientos** muestra una gran variabilidad térmica (Figura D1) fruto del propio afloramiento de aguas subsuperficiales frías y los aportes cálidos de aguas oceánicas sobre todo en latitudes bajas. Los eventos se caracterizan por ser numerosos (de 2 a 2.5 eventos anuales), muy cortos (de 5 a 13 días) y con intensidades muy altas respecto a las demás regiones (Tabla 6). La duración de los eventos y la variabilidad térmica de la zona parece indicar que el mecanismo formador de MHWs son fenómenos de pequeña escala espacio-temporal como serían los propios pulsos del afloramiento. También la NAO puede tener influencia indirecta condicionando la actividad del afloramiento y determinar así el momento oportuno para su formación. En cualquier caso, el área de afloramiento requeriría un estudio más minucioso, ya que si la intensidad, la posición y/o los periodos de afloramiento están variando o variarán en una escala de tiempo corto de forma relevante debido al cambio climático, tal y como apuntan autores como Sydeman et al. (2014); la aplicación de modelos es imprescindible para su análisis. Los valores de intensidad extremos visibles en la tabla 6 reflejan la gran variabilidad térmica de la zona. Teniendo en cuenta que son valores relativos a la serie climatológica y que el área de afloramiento toma valores medios de SST más bajos (Figura 6A), los valores de intensidad absolutos no sobrepasarán los valores del cuadrante suroccidental.

*Tabla 6 Rango predominante de las variables analizadas en distribución espacial en función de las subregiones “Cuadrante noroccidental”, “Cuadrante suroccidental” y “Área de afloramiento”. Nótese que los parámetros de intensidad son relativos a la serie climatológica.*

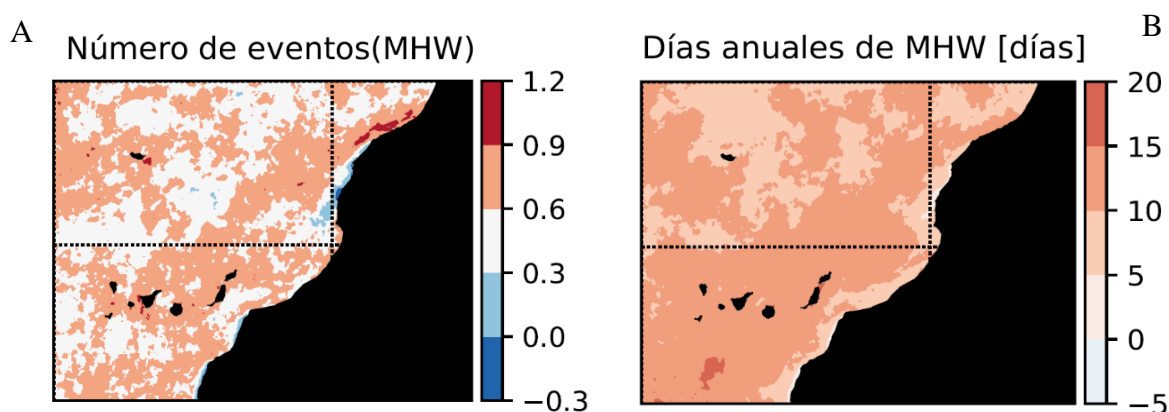
	Núm. eventos	Duración [días]	Días anuales de MHW [días]	Int. Media [°C]	Int. Máxima [°C]	Int. Acumulada [°C días]	Int. Acumulada total [°C días]
Cuadrante nor- occidental (Madeira)	[1.5, 2.5]	[9, 17]	[23, 27]	[1, 1.6]	[1.5, 2.5]	[10, 20]	[30, 40]
Cuadrante sur- occidental (Canarias)	[1, 2]	[15, 25]	[27, 31]	[1, 1.6]	[1.5, 2.5]	[15, 35]	[30, 45]
Área de afloramiento (Litoral norte africano)	[2, 2.5]	[5, 13]	[23, 27]	[1.6, 2.2]	[2.5, 3.5]	[20, 25]	[50, 60]



### 3.3 Evaluación de las tendencias

Como estudio complementario, se valoran las tendencias de carácter climático con el fin de esclarecer posibles objetos de estudio en el futuro. Observando los valores de tendencia obtenidos en la tabla D1, se demuestran cuatro parámetros con tendencias significativas para toda el área promediada. Los días totales de MHW por año muestran una tendencia media de aproximadamente 14 días por década lo que resulta un dato relevante por encima de los valores dados por Varela et al. (2021) de  $6.70 \pm 0.44$  días en la zona de afloramiento y de  $12.35 \pm 0.23$  días en aguas abiertas. Al mismo tiempo, se demuestran tendencias positivas en la frecuencia de 0.57 eventos por década y  $15^{\circ}\text{C}\cdot\text{días}$  en la intensidad acumulada total, también relevantes. Relacionando estos tres parámetros, cabe esperar más eventos por año, que, manteniendo el régimen medio de duración, se traduce en mayor número de días de MHW por año y ello implica mayor intensidad acumulada total. Por último, se ha observado una tendencia negativa de  $-0.024^{\circ}\text{C}/\text{día}$  por década en la tasa de caída media que, pese a su significancia, habría que valorar su relevancia en términos de magnitud.

Según la distribución espacial de las tendencias decenales mostradas en la figura 12, se puede corroborar los valores positivos generalizados para la frecuencia, los días totales de MHWs y la intensidad acumulada total; estas dos últimas especialmente en la región canaria. En cuanto a intensidades medias y máximas no hay un patrón dominante, pero sí que destacan tendencias positivas para la zona del afloramiento. En cualquier caso, la evaluación de las tendencias requeriría de un estudio independiente para definir las características dinámicas locales reflejadas en la distribución espacial, y para valorar la relevancia de la magnitud que toman.



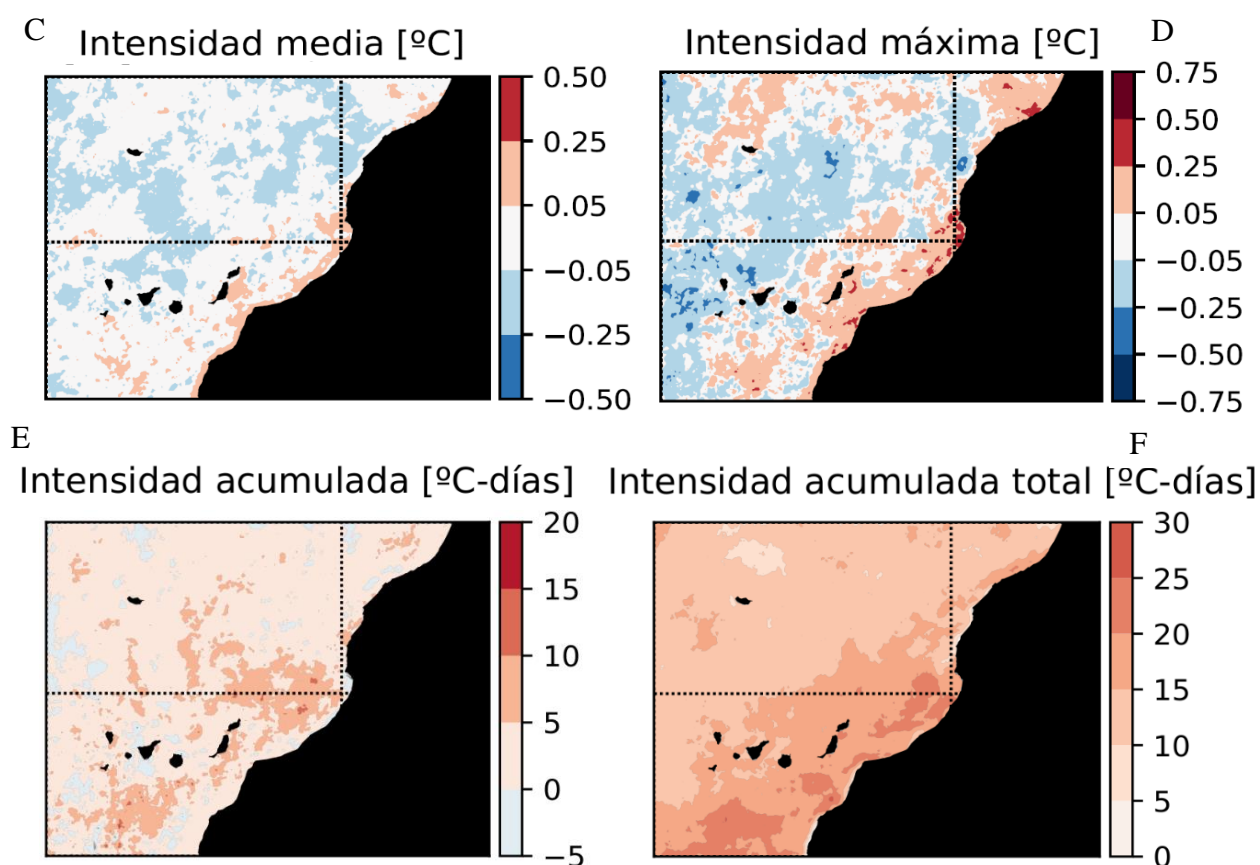


Figura 12 Distribución espacial de la tendencia decenal para A) El número de eventos, B) Días anuales de MHW, C) Intensidad media, D) Intensidad Máxima, E) Intensidad Acumulada, F) Intensidad Acumulada Total. Nótese que las variables están calculadas respecto a la serie climatológica.

Cabe destacar que los valores de tendencia han sido estimados con un método que asume la normalidad y la homocedasticidad, y, al mismo tiempo, son tendencias de largo periodo de unos datos a los que no se ha filtrado la señal de oscilaciones climáticas. Todo ello implica que, son unos resultados para tener en cuenta y que nos dan información sobre el comportamiento de las MHWs pero que, en cualquier caso, no son valores de tendencia robustos. Un posible método más adecuado para futuros estudios sería el estimador Theil-Sen, un método no paramétrico de regresión lineal robusto y ampliamente usado en multitud de disciplinas como estimador de predicción. Es insensible a valores anómalos y puede dar resultados significativamente más exactos que el método más común de los mínimos cuadrados para bases de datos asimétricas y heterocedásticas. Este método consiste en el cálculo de la pendiente de la recta de regresión como la mediana de todas las pendientes posibles entre los valores de la muestra por pares (Chervenkov & Slavov, 2019).



## 4. CONCLUSIONES

Finalmente, basado en los datos OSTIA de medias diarias de SST para el periodo 1981 – 2019, en la zona de estudio ubicada entre 25°N - 35°N de latitud y 20°W - 5°W de longitud, y para unos datos a los que no se les ha filtrado la señal de oscilaciones climáticas se concluye, en función de los objetivos planteados, que:

1. Como factores climáticos, se ha obtenido una serie climatológica de la SST que oscila estacionalmente en un rango de 18°C a 23°C aproximadamente. Por otro lado, el umbral estacional calculado difiere de la primera de forma más acusada en octubre y marzo, y en menor medida el resto del año, aunque en promedio dista en 1°C de anomalía tomando un rango aproximado de 19°C a 24°C (Figura 6B).
2. Una vez reescalado y adaptado el CDAV de un dominio global a uno regional, para el promediado espacial de la cuenca canaria se obtienen un total de 58 eventos registrados que, en promedio anual toman los valores de  $1.487 \pm 0.24$  eventos, con una duración de  $18.688 \pm 3.849$  días y una intensidad media de  $1.018 \pm 0.026$  °C. El resto de los parámetros descriptivos se encuentran detallados en las tablas 2 y 3.
3. Según la clasificación categórica propuesta por Hobday et al. (2018) se han obtenido un 96.4% de días de MHW moderados y un 3.6% fuertes en una escala de cuatro niveles.
4. A partir de la distribución espacial de las propiedades que definen a las MHWs se considera el área de afloramiento como muy propensa a la formación de MHWs mediante los pulsos del propio afloramiento. Por otro lado, las MHWs en el archipiélago canario parecen tener una relación directa con los *eddies* anticiclónicos sin capacidad de subducción y con la NAO, mientras que la región del archipiélago de Madeira parece estar más condicionado a la formación de MHWs mediante los aportes cálidos externos. Aunque habría que realizar estudios más minuciosos para discernir cuales son los mecanismos de formación predominantes en cada región y que justifican los valores tomados en la tabla 6.

## 5. BIBLIOGRAFÍA

- AEMET, A. E. de M. (2015). *Olas de calor en España desde 1975. Área de Climatología y Aplicaciones Operativas*.
- Babcock, R. C., Bustamante, R. H., Fulton, E. A., Fulton, D. J., Haywood, M. D., Hobday, A. J., Kenyon, R., Matear, R. J., Plagányi, E. E., & Richardson, A. J. (2019). Severe continental-scale impacts of climate change are happening now: Extreme climate events impact marine habitat forming communities along 45% of Australia's coast. *Frontiers in Marine Science*, 6, 411.
- Balmaseda, M. A., Mogensén, K., & Weaver, A. T. (2013). Evaluation of the ECMWF ocean reanalysis system ORAS4. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 139(674), 1132-1161. <https://doi.org/10.1002/qj.2063>
- Benthuyssen, J. A., Tonin, H., Brinkman, R., Herzfeld, M., & Steinberg, C. (2016). Intrusive upwelling in the Central Great Barrier Reef. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121(11), 8395-8416. <https://doi.org/10.1002/2016JC012294>
- Chervenkov, H., & Slavov, K. (2019). Theil–Sen estimator vs. Ordinary least squares—Trend analysis for selected ETCCDI climate indices. *Comptes rendus de l'Académie bulgare des sciences: sciences mathématiques et naturelles*, 72, 47-54. <https://doi.org/10.7546/CRABS.2019.01.06>
- Clemente, S., Rodríguez, A., Brito, A., Ramos, A., Monterroso, Ó., & Hernández, J. C. (2011). On the occurrence of the hydrocoral *Millepora* (Hydrozoa: Milleporidae) in the subtropical eastern Atlantic (Canary Islands): is the colonization related to climatic events? *Coral Reefs*, 30(1), 237-240. <https://doi.org/10.1007/s00338-010-0681-7>
- Criado-Aldeanueva, F., García-Lafuente, J., Navarro, G., & Ruiz, J. (2009). Seasonal and interannual variability of the surface circulation in the eastern Gulf of Cadiz (SW Iberia). *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 114(C1). <https://doi.org/10.1029/2008JC005069>
- Cropper, T. E., & Hanna, E. (2014). An analysis of the climate of Macaronesia, 1865–2012. *International Journal of Climatology*, 34(3), 604-622. <https://doi.org/10.1002/joc.3710>
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., Berg, L. van de, Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., ... Vitart, F. (2011). The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656), 553-597. <https://doi.org/10.1002/qj.828>
- Di Lorenzo, E., & Mantua, N. (2016). Multi-year persistence of the 2014/15 North Pacific marine heatwave. *Nature Climate Change*, 6(11), 1042-1047. <https://doi.org/10.1038/nclimate3082>
- Donlon, C. J., Martin, M., Stark, J., Roberts-Jones, J., Fiedler, E., & Wimmer, W. (2012). The Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis (OSTIA) system. *Remote Sensing of Environment*, 116, 140-158. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2010.10.017>

- Feely, R. A., Sabine, C. L., Hernandez-Ayon, J. M., Ianson, D., & Hales, B. (2008). Evidence for Upwelling of Corrosive «Acidified» Water onto the Continental Shelf. *Science*, 320(5882), 1490-1492. <https://doi.org/10.1126/science.1155676>
- Firth, L. B., Knights, A. M., & Bell, S. S. (2011). Air temperature and winter mortality: Implications for the persistence of the invasive mussel, *Perna viridis* in the intertidal zone of the south-eastern United States. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 400(1), 250-256. <https://doi.org/10.1016/j.jembe.2011.02.007>
- Garrabou, J., Coma, R., Bensoussan, N., Bally, M., Chevaldonné, P., Cigliano, M., Díaz, D., Harmelin, J.-G., Gambi, M. C., & Kersting, D. K. (2009). Mass mortality in Northwestern Mediterranean rocky benthic communities: Effects of the 2003 heat wave. *Global change biology*, 15(5), 1090-1103.
- Good, S., Fiedler, E., Mao, C., Martin, M. J., Maycock, A., Reid, R., Roberts-Jones, J., Searle, T., Waters, J., While, J., & Worsfold, M. (2020). The Current Configuration of the OSTIA System for Operational Production of Foundation Sea Surface Temperature and Ice Concentration Analyses. *Remote Sensing*, 12(4), 720. <https://doi.org/10.3390/rs12040720>
- Granados, R. M. (2016). Modelos de regresión lineal múltiple. *Documentos de Trabajo en Economía Aplicada. Universidad De Granada*, 61.
- Herring, S. C., Hoerling, M. P., Kossin, J. P., Peterson, T. C., & Stott, P. A. (2015). Explaining Extreme Events of 2014 from a Climate Perspective. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(12), S1-S172. <https://doi.org/10.1175/BAMS-ExplainingExtremeEvents2014.1>
- Hobday, A. J., Alexander, L. V., Perkins, S. E., Smale, D. A., Straub, S. C., Oliver, E. C. J., Benthuisen, J. A., Burrows, M. T., Donat, M. G., Feng, M., Holbrook, N. J., Moore, P. J., Scannell, H. A., Sen Gupta, A., & Wernberg, T. (2016). A hierarchical approach to defining marine heatwaves. *Progress in Oceanography*, 141, 227-238. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2015.12.014>
- Hobday, A., Oliver, E., Gupta, A., Benthuisen, J., Burrows, M., Donat, M., Holbrook, N., Moore, P., Thomsen, M., Wernberg, T., & Smale, D. (2018). Categorizing and Naming Marine Heatwaves. *Oceanography*, 31. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2018.205>
- Holbrook, N. J., Scannell, H. A., Sen Gupta, A., Benthuisen, J. A., Feng, M., Oliver, E. C. J., Alexander, L. V., Burrows, M. T., Donat, M. G., Hobday, A. J., Moore, P. J., Perkins-Kirkpatrick, S. E., Smale, D. A., Straub, S. C., & Wernberg, T. (2019). A global assessment of marine heatwaves and their drivers. *Nature Communications*, 10(1), 2624. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-10206-z>
- Holbrook, N. J., Sen Gupta, A., Oliver, E. C. J., Hobday, A. J., Benthuisen, J. A., Scannell, H. A., Smale, D. A., & Wernberg, T. (2020). Keeping pace with marine heatwaves. *Nature Reviews Earth & Environment*, 1(9), 482-493. <https://doi.org/10.1038/s43017-020-0068-4>
- Hu, Z.-Z., Kumar, A., Huang, B., Xue, Y., Wang, W., & Jha, B. (2011). Persistent Atmospheric and Oceanic Anomalies in the North Atlantic from Summer 2009 to Summer 2010. *Journal of Climate*, 24(22), 5812-5830. <https://doi.org/10.1175/2011JCLI4213.1>

- Hughes, T. P., Anderson, K. D., Connolly, S. R., Heron, S. F., Kerry, J. T., Lough, J. M., Baird, A. H., Baum, J. K., Berumen, M. L., & Bridge, T. C. (2018). Spatial and temporal patterns of mass bleaching of corals in the Anthropocene. *Science*, 359(6371), 80-83.
- Hurrell, J. W. (1995). Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation. *Science*, 269(5224), 676-679. <https://doi.org/10.1126/science.269.5224.676>
- Hurrell, J. W., & Deser, C. (2009). North Atlantic climate variability: The role of the North Atlantic Oscillation. *Journal of Marine Systems - J MARINE SYST*, 78. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2008.11.026>
- Jinnian C., & Zenghao Q. (2000). Characteristics of change of the SST in the tropical western Pacific and the tropical Indian Ocean and its response to the change of the Antarctic ice area. *Chinese Journal of Polar Science*, 11(1), 9-17.
- Laiz, I., Pelegrí, J. L., Machín, F., Sangrà, P., Hernández-Guerra, A., Marrero-Díaz, A., & Rodríguez-Santana, A. (2012). Eastern boundary drainage of the North Atlantic subtropical gyre. *Ocean Dynamics*, 62(9), 1287-1310. <https://doi.org/10.1007/s10236-012-0560-6>
- Lighthill, J., Holland, G., Gray, W., Landsea, C., Craig, G., Evans, J., Kurihara, Y., & Guard, C. (1994). Global Climate Change and Tropical Cyclones. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 75(11), 2147-2157.
- Martí, J., Ortiz, R., Gottsmann, J., Garcia, A., & De La Cruz-Reyna, S. (2009). Characterising unrest during the reawakening of the central volcanic complex on Tenerife, Canary Islands, 2004–2005, and implications for assessing hazards and risk mitigation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 182(1), 23-33. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.01.028>
- Mason, E., Colas, F., Molemaker, J., Shchepetkin, A. F., Troupin, C., McWilliams, J. C., & Sangrà, P. (2011). Seasonal variability of the Canary Current: A numerical study. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 116(C6). <https://doi.org/10.1029/2010JC006665>
- Mills, K. E., Pershing, A. J., Brown, C. J., Chen, Y., Chiang, F.-S., Holland, D. S., Lehuta, S., Nye, J. A., Sun, J. C., & Thomas, A. C. (2013). Fisheries management in a changing climate: Lessons from the 2012 ocean heat wave in the Northwest Atlantic. *Oceanography*, 26(2), 191-195.
- Mittelstaedt, E. (1991). The ocean boundary along the northwest African coast: Circulation and oceanographic properties at the sea surface. *Progress in Oceanography*, 26(4), 307-355. [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(91\)90011-A](https://doi.org/10.1016/0079-6611(91)90011-A)
- Mogensen, K., Alonso-Balmaseda, M., Weaver, A., Martin, M., & Vidard, A. (2009). *NEMOVAR: A variational data assimilation system for the NEMO ocean model*. ECMWF. <https://doi.org/10.21957/3yj3mh16iq>
- Novlan, D. J., & Gray, W. M. (1974). Hurricane-Spawmed Tornadoes. *Monthly Weather Review*, 102(7), 476-488. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1974\)102<0476:HST>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1974)102<0476:HST>2.0.CO;2)
- Oliver, E. C. J., Benthuisen, J. A., Darmaraki, S., Donat, M. G., Hobday, A. J., Holbrook, N. J., Schlegel, R. W., & Sen Gupta, A. (2021). Marine Heatwaves. *Annual Review of Marine Science*, 13(1), 313-342. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-032720-095144>

- Oliver, E. C. J., Donat, M. G., Burrows, M. T., Moore, P. J., Smale, D. A., Alexander, L. V., Benthuisen, J. A., Feng, M., Sen Gupta, A., Hobday, A. J., Holbrook, N. J., Perkins-Kirkpatrick, S. E., Scannell, H. A., Straub, S. C., & Wernberg, T. (2018). Longer and more frequent marine heatwaves over the past century. *Nature Communications*, 9(1), 1324. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-03732-9>
- Ortega, L. (2013). *Efectos de la variabilidad clim[atica y pesca en ecosistemas costeros de America Latina* L.Ortega, 2013.
- Pearce, A., Western Australia, Department of Fisheries, & Western Australian Fisheries and Marine Research Laboratories. (2011). *The «marine heat wave» off Western Australia during the summer of 2010/11*. Western Australian Fisheries and Marine Research Laboratories.
- Pelegrí, J. L., Arístegui, J., Cana, L., González-Dávila, M., Hernández-Guerra, A., Hernández-León, S., Marrero-Díaz, A., Montero, M. F., Sangrà, P., & Santana-Casiano, M. (2005). Coupling between the open ocean and the coastal upwelling region off northwest Africa: Water recirculation and offshore pumping of organic matter. *Journal of Marine Systems*, 54(1), 3-37. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2004.07.003>
- Perkins, S. E., & Alexander, L. V. (2013). On the Measurement of Heat Waves. *Journal of Climate*, 26(13), 4500-4517. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00383.1>
- Perkins, S. E., Alexander, L. V., & Nairn, J. R. (2012). Increasing frequency, intensity and duration of observed global heatwaves and warm spells. *Geophysical Research Letters*, 39(20). <https://doi.org/10.1029/2012GL053361>
- Petch, J. C., Short, C. J., Best, M. J., McCarthy, M., Lewis, H. W., Vosper, S. B., & Weeks, M. (2020). Sensitivity of the 2018 UK summer heatwave to local sea temperatures and soil moisture. *Atmospheric Science Letters*, 21(3), e948. <https://doi.org/10.1002/asl.948>
- Ramos, A. G., Martel, A., Codd, G. A., Soler, E., Coca, J., Redondo, A., Morrison, L. F., Metcalf, J. S., Ojeda, A., Suárez, S., & Petit, M. (2005). Bloom of the marine diazotrophic cyanobacterium *Trichodesmium erythraeum* in the Northwest African Upwelling. *Marine Ecology Progress Series*, 301, 303-305. <https://doi.org/10.3354/meps301303>
- Sangrà, P., Pascual, A., Rodríguez-Santana, Á., Machín, F., Mason, E., McWilliams, J. C., Pelegrí, J. L., Dong, C., Rubio, A., Arístegui, J., Marrero-Díaz, Á., Hernández-Guerra, A., Martínez-Marrero, A., & Auladell, M. (2009). The Canary Eddy Corridor: A major pathway for long-lived eddies in the subtropical North Atlantic. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 56(12), 2100-2114. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2009.08.008>
- Smale, D. A., Wernberg, T., Oliver, E. C. J., Thomsen, M., Harvey, B. P., Straub, S. C., Burrows, M. T., Alexander, L. V., Benthuisen, J. A., Donat, M. G., Feng, M., Hobday, A. J., Holbrook, N. J., Perkins-Kirkpatrick, S. E., Scannell, H. A., Sen Gupta, A., Payne, B. L., & Moore, P. J. (2019). Marine heatwaves threaten global biodiversity and the provision of ecosystem services. *Nature Climate Change*, 9(4), 306-312. <https://doi.org/10.1038/s41558-019-0412-1>
- Stark, J. D., Donlon, C. J., Martin, M. J., & McCulloch, M. E. (2007). OSTIA: An operational, high resolution, real time, global sea surface temperature analysis system. *OCEANS 2007 - Europe*, 1-4. <https://doi.org/10.1109/OCEANSE.2007.4302251>

- Stramma, L., Schmidtko, S., Levin, L. A., & Johnson, G. C. (2010). Ocean oxygen minima expansions and their biological impacts. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 57(4), 587-595. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2010.01.005>
- Stramma, L., & Siedler, G. (1988). Seasonal changes in the North Atlantic subtropical gyre. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 93(C7), 8111-8118. <https://doi.org/10.1029/JC093iC07p08111>
- Sydeman, W. J., García-Reyes, M., Schoeman, D. S., Rykaczewski, R. R., Thompson, S. A., Black, B. A., & Bograd, S. J. (2014). Climate change and wind intensification in coastal upwelling ecosystems. *Science*. <https://www.science.org/doi/abs/10.1126/science.1251635>
- Varela, R., Rodríguez-Díaz, L., de Castro, M., & Gómez-Gesteira, M. (2021). Influence of Eastern Upwelling systems on marine heatwaves occurrence. *Global and Planetary Change*, 196, 103379. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103379>
- Waters, J., Lea, D. J., Martin, M. J., Mirouze, I., Weaver, A., & While, J. (2015). Implementing a variational data assimilation system in an operational 1/4 degree global ocean model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141(687), 333-349. <https://doi.org/10.1002/qj.2388>
- Webster, P. J., Holland, G. J., Curry, J. A., & Chang, H.-R. (2005). Changes in Tropical Cyclone Number, Duration, and Intensity in a Warming Environment. *Science*, 309(5742), 1844-1846. <https://doi.org/10.1126/science.1116448>
- Worsfold, M., Good, S., McLaren, A., Fiedler, E., Roberts-Jones, J., & Martin, M. (2021). *Global Ocean OSTIA Sea Surface Temperature Reprocessing SST-GLO-SST-L4-REP-OBSERVATIONS-010-01*. 2, 23.
- Xu, T., Newman, M., Capotondi, A., & Lorenzo, E. D. (2021). The Continuum of Northeast Pacific Marine Heatwaves and Their Relationship to the Tropical Pacific. *Geophysical Research Letters*, 48(2), 2020GL090661. <https://doi.org/10.1029/2020GL090661>



## Anexo A

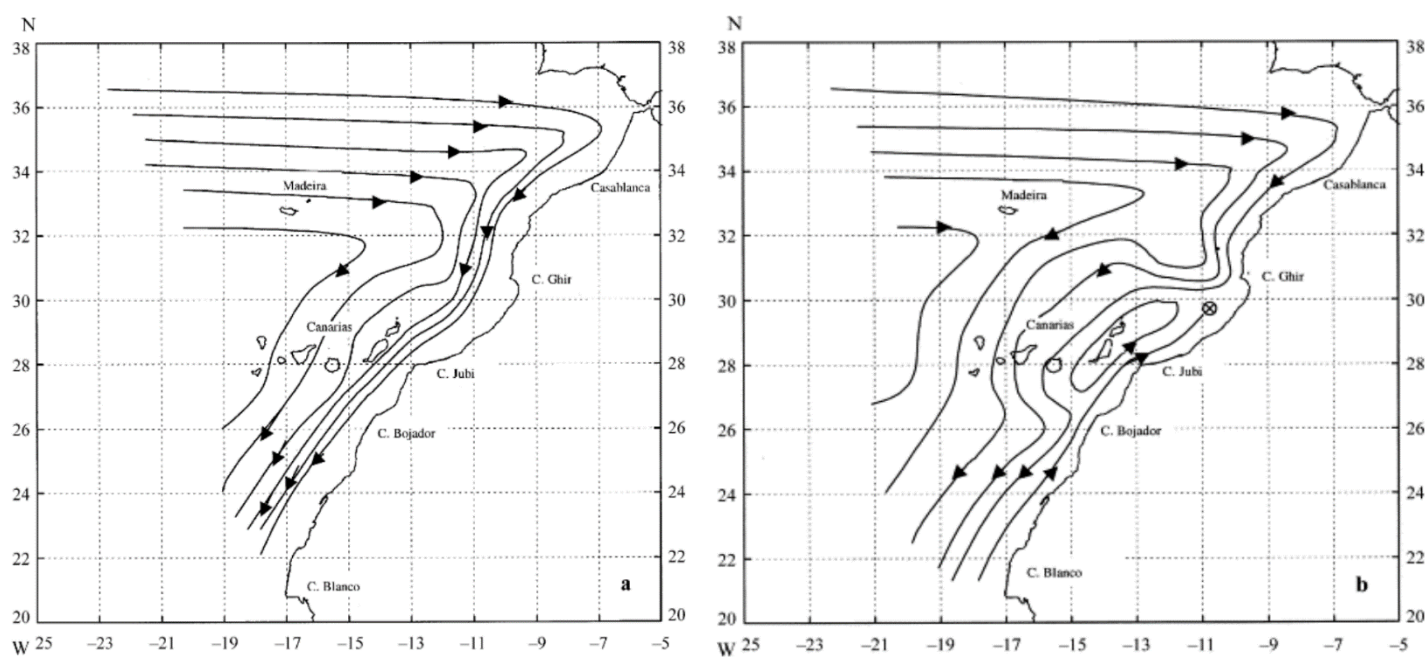


Figura A1 a) Patrón general de circulación de la corriente canaria (CC). b) Posibles casos de contracorriente en la vertiente sur de la cuenca canaria. Figuras extraídas de Pelegrí et al. (2005).

## Anexo B

*Tabla B1 Clasificación jerárquica de las variables que definen las MHWs según la propuesta de los autores. Recorte de la tabla publicada por Hobday et al (2016).*

	Name	Definition		Units
Primary	Climatology	$T_m$ : The climatological mean, calculated over a reference period, to which all values are relative	$T_m(j) = \sum_{y=y_s}^{y_e} \frac{T(y,d)}{11(y_e-y_s+1)}$ where $j$ is day of year, $y_s$ and $y_e$ are the start and end of the climatological base period respectively, and $T$ is the daily SST on day $d$ of year $y$	°C
	Threshold	$T_{90}$ : The seasonally varying temperature value that defines a MHW (e.g. $T_{90}$ is the 90th percentile value based on the baseline periods)	$T_{90}(j) = P_{90}(X)$ where $P_{90}$ is the 90th percentile and $P_{90}(X)$ where $X = \{T(y, d) \mid y_s \leq y \leq y_e, j - 5 \leq d \leq j + 5\}$	°C
	Start and end of MHW	$t_s, t_e$ : dates on which a MHW begins and ends	$t_s$ is the time, $t$ , where $T(t) > T_{90}(j)$ and $T(t - 1) < T_{90}(j)$  $t_e$ is the time, $t$ , where $t_e > t_s$ and $T(t) < T_{90}(j)$ and $T(t - 1) > T_{90}(j)$  For MHWs, $t_e - t_s \geq 5$ , and where gap $\leq 2$ days (see text)	days
	Duration	$D$ : Consecutive period of time that temperature exceeds the threshold	$D = t_e - t_s$	days
	Intensity (max/mean/variance)	$i_{\max}$ : highest temperature anomaly value during the MHW  $i_{\text{mean}}$ : mean temperature anomaly during the MHW  $i_{\text{var}}$ : variation in intensity of the MHW over the duration	$i_{\max} = \max(T(t) - T_m(j))$  $i_{\text{mean}} = \overline{T(t) - T_m(j)}$  $i_{\text{var}} = \sigma_{T(t)}$ where $t_s \leq t \leq t_e, j(t_s) \leq j \leq j(t_e)$ , $\sigma$ is the standard deviation, and the overbar indicates the time mean	°C



Secondary Rate measures

$r_{\text{onset}}$ : rate of temperature change from the onset of the MHW to the maximum intensity

$$r_{\text{onset}} = \frac{i_{\text{max}} - (T(t_s - 1) - T_m(j - 1))}{t_{\text{max}} - (t_s - 1)}$$

°C/day

$r_{\text{decline}}$ : rate of temperature change from the maximum intensity to the end of the MHW

$$r_{\text{decline}} = \frac{i_{\text{max}} - (T(t_e) - T_m(j))}{t_e - t_{\text{max}}} \text{ where } t_{\text{max}} \text{ is the time of } MHW_{i_{\text{max}}}$$

Cumulative measure

$i_{\text{cum}}$ : sum of daily intensity anomalies. Note that the integral omits  $t_e$  which is below the  $T_{90}$  threshold

$$i_{\text{cum}} = \int_{t_s}^{t_e-1} (T(t) - T_m(j)) dt$$

°C days

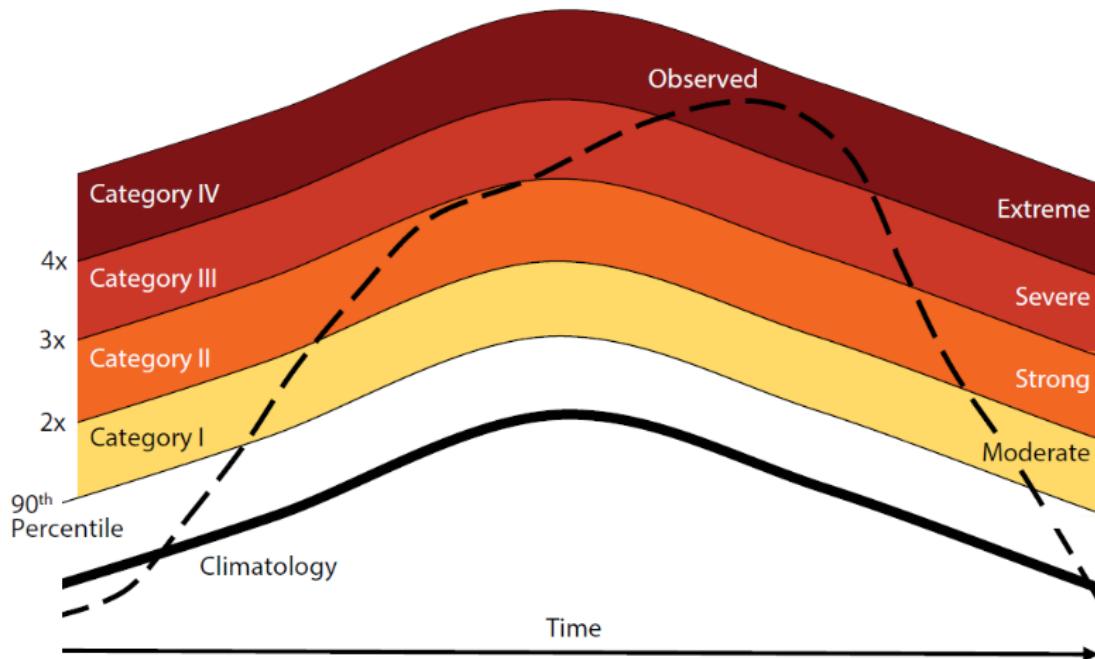


Figura B2 Categorización de las MHW en base a la relación entre la media climatológica (línea gruesa) y el percentil 90 climatológico (primera línea delgada continua). En este ejemplo, la serie observada (línea discontinua) muestra una MHW de categoría extrema. Lo que significa que la diferencia entre valor máximo ( $I_{\text{máx}}$ ) y la media climatológica es más que 4 veces la diferencia entre la media climatológica y el percentil 90 como umbral. Figura extraída de Hobday et al. (2018).

## Anexo C

Para la asimilación y análisis de los datos, como método iterativo para resolver la ecuación de la óptima interpolación (IO) en las últimas versiones de OSTIA, el CMEMS utilizan el esquema de asimilación NEMOVAR (Mogensen et al., 2009); dejando atrás el esquema conocido como el *Analysis Correction* (AC) (Waters et al., 2015). Este cambio introdujo importantes mejoras como el análisis de la IC, en las estimas de errores y en la resolución de salida (Good et al., 2020). La figura C1 muestra de forma esquematizada el proceso general de asimilación y tratamiento de los datos.

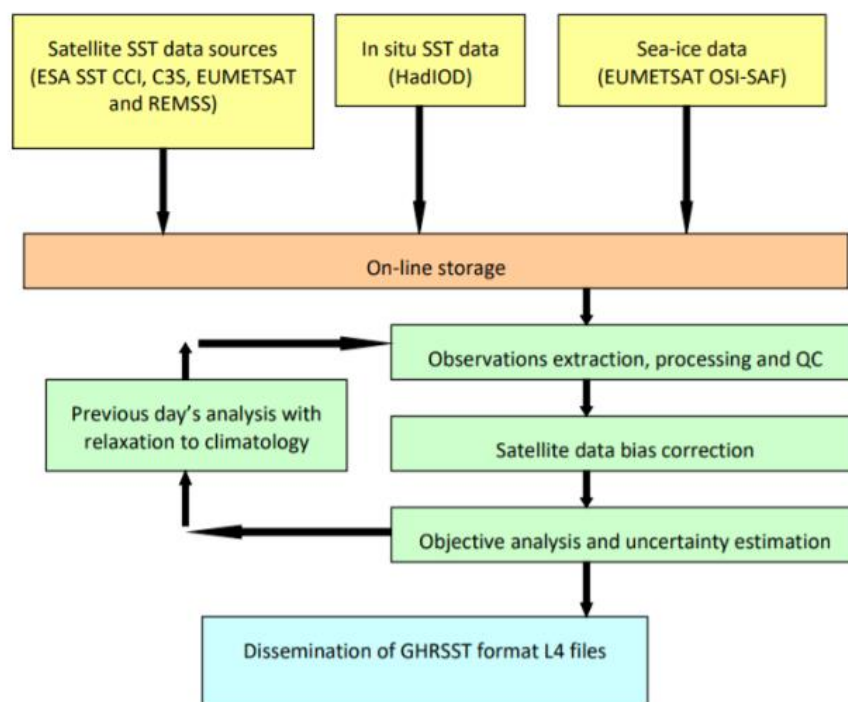


Figura C1 Diagrama simplificado del proceso de asimilación y procesamiento de datos del conjunto CMEMS OSTIA re-análisis. Figura extraída de Worsfold et al. (2021).

### El proceso de observación

Las fuentes principales de los datos observacionales utilizados pueden observarse en la tabla 1; tanto los sensores como las instituciones implicadas. En este aspecto cabe destacar que las fuentes de datos se encuentran bajo constante revisión, para rescindir

aquellas que empiezan a fallar o pierden calidad, o bien, para incorporar aquellas que puedan aportar un aumento en la calidad de los datos.

Los datos satelitales incorporados generalmente tienen los niveles de calidad más altos (niveles 4 y 5), por lo que se asumen como idóneos. Por otro lado, los datos *in situ*, están filtrados por un control de calidad. El diagrama de control utilizado (figura C2) valora los estadísticos básicos mediante umbrales para la diferencia entre el dato original y el dato obtenido mediante el análisis OSTIA (análisis de los días previos, tomado como referencia). Los estadísticos empleados son la media aritmética, la desviación estándar y la raíz cuadrática media (RMS); también se tiene en cuenta la cantidad de datos rechazados para una misma estación de muestreo, ya que una estación con un alto porcentaje de rechazo será considerada como “fraudulenta” (Good et al., 2020).



Figura C2 Diagrama de decisión o control de calidad para aceptar o rechazar datos *in situ*. Se evalúa la diferencia entre el dato original y el análisis OSTIA. Los umbrales de decisión dependerán del instrumento de muestreo por factores como la precisión instrumental o la resolución, en este caso corresponden a una estación fija (Good et al., 2020).

### El sesgo de estimación de la SST satelital

Un proceso para tener en cuenta cuando se usan datos de satélite es el posible *bias* o sesgo de estimación que puede haber en las medidas. Esta desviación del supuesto de exactitud radica en factores como problemas de calibración, la interferencia de la atmósfera (por cobertura de nubes y aerosoles), cambios en la superficie equipotencial o la temporalidad de las medidas (Worsfold et al., 2021). Este último factor se refiere a la dificultad de obtener mediante satélite la *foundation SST* (el momento donde se asume el inicio del ciclo térmico diario establecido a las 5:50 UTC (Good et al., 2020)).

Para corregir este posible error se usan como referencia los datos *in situ* de boyas de deriva y amarradas, y los datos nocturnos de la SST satelital (Good et al., 2020).

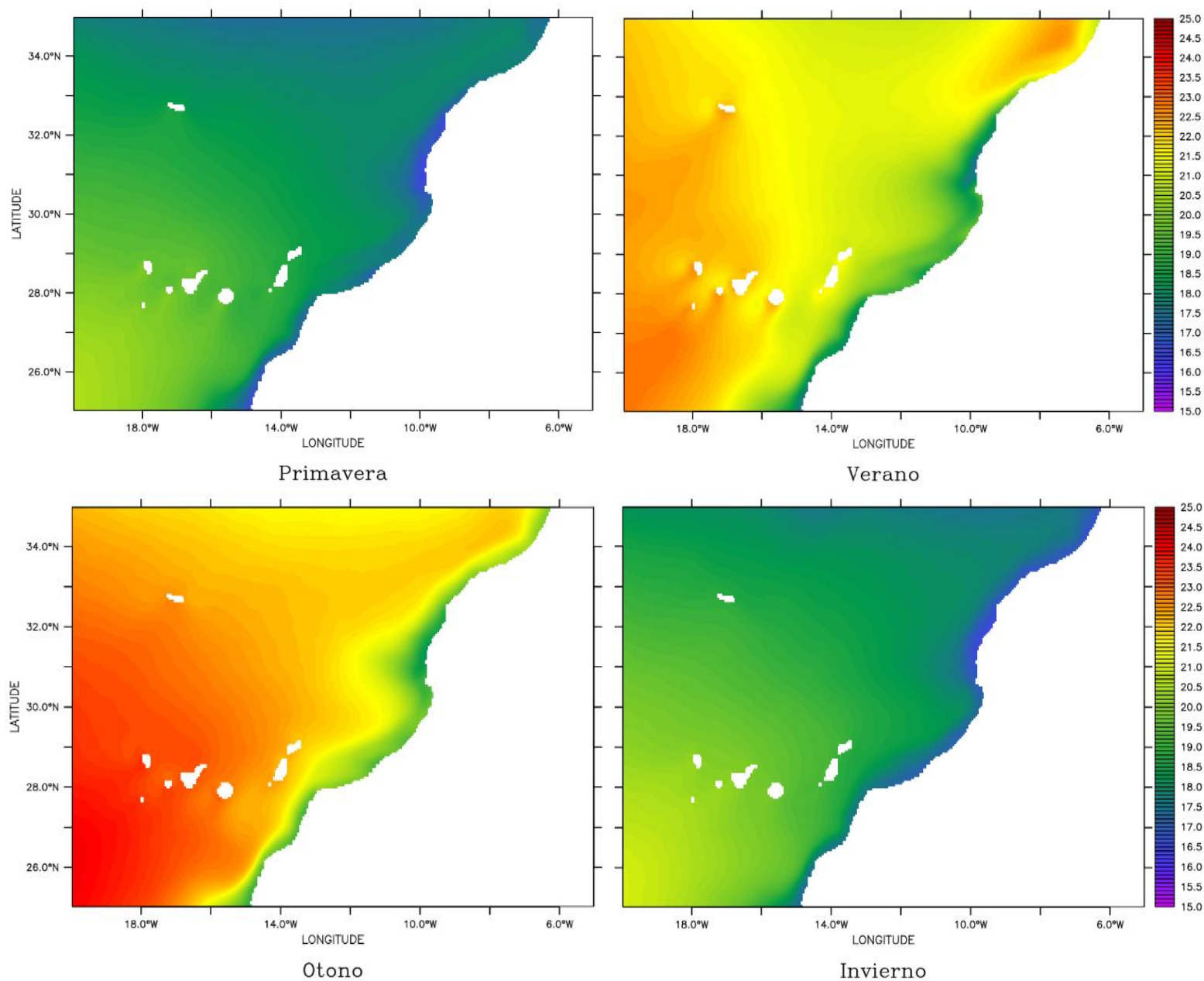
### El análisis de la SST

La salida de los datos observacionales finalmente corresponderá a los datos satelitales con el sesgo corregido y los datos *in situ* con calidad suficiente. Al mismo tiempo, se utilizará el análisis del día previo, basado en las anomalías climatológicas, para contrastar posibles valores extremos y rellenar huecos si fuera necesario. La siguiente ecuación muestra el análisis del día previo, donde el término de la izquierda o el producto corresponde a la anomalía del día anterior reducida por un factor “ $0.1^{1/t}$ ”, donde “ $t$ ” es una escala temporal,”  $X_{i-1}^a$ ” el valor del día anterior y “ $X_{i-1}^c$  &  $X_i^c$ ” son los valores climatológicos para el día anterior y el día presente respectivamente (Good et al., 2020).

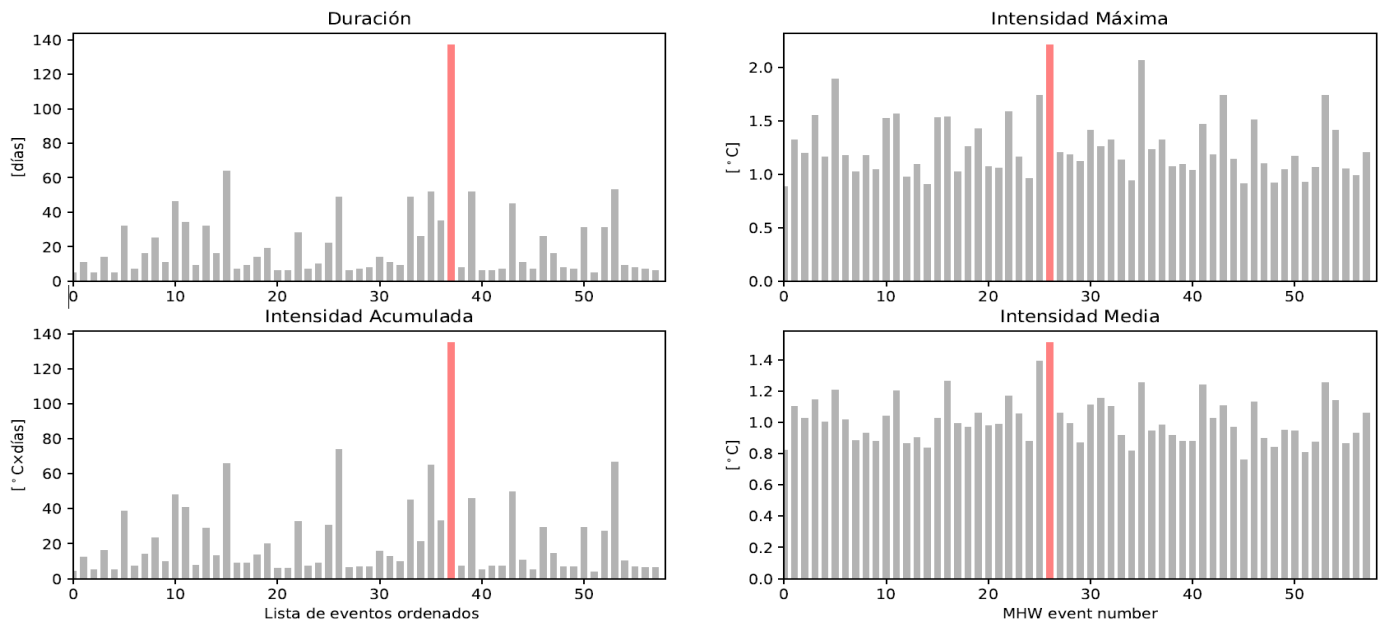
$$x_i^b = 0.1^{\frac{1}{t}} (x_{i-1}^a - x_{i-1}^c) + x_i^c \quad (Ec. C2)$$

## Anexo D

### SST media estacional [°C]



*Figura D1 Distribución espacial de la SST media por estaciones para la serie completa del 1981 al 2019. Las estaciones han sido consideradas como: invierno (diciembre, enero y febrero), primavera (marzo, abril y mayo), verano (junio, julio y agosto) y otoño (septiembre, octubre y noviembre).*



*Figura D2 Representación gráfica de los eventos discretos en orden cronológico para las variables de duración, intensidad máxima, intensidad acumulada e intensidad media; de izquierda a derecha y de arriba abajo. En rojo se muestra el evento máximo para cada variable.*

Tabla D1 Tendencias decenales del área de estudio promediada para los parámetros valorados en el apartado 3.1, intervalo de confianza y significancia contrastada el 95% según los datos OSTIA para la serie del 1981 al 2019. La significancia de las tendencias es relativa a la asunción de la normalidad y la homocedasticidad de los datos.

	Tendencia (x10)	Intervalo de confianza	Significancia
Frecuencia [eventos/año]	<b>0.573</b>	<b>[0.016, 0.098]</b>	<b>Sí</b>
Días totales de MHW [días/año]	<b>13.911</b>	<b>[0.351, 2.431]</b>	<b>Sí</b>
Duración de los eventos [días/año]	1.359	[-0.582, 0.854]	No
Intensidad Media [°C/año]	-0.026	[-0.009, 0.003]	No
Intensidad Media relativa	-0.0245	[-0.007, 0.002]	No
Intensidad Media absoluta	-0.225	[-0.101, 0.056]	No
Variación de la Intensidad [°C/año]	-0.015	[-0.004, 0.001]	No
Variación de la Intensidad relativa	-0.016	[-0.004, 0.001]	No
Variación de la Intensidad absoluta	0	[-0.005, 0.005]	No
Intensidad Máxima[°C/año]	-0.041	[-0.014, 0.006]	No
Intensidad Máxima de los máximos	-0.084	[-0.024, 0.007]	No
Intensidad Máxima relativa	-0.043	[-0.013, 0.005]	No
Intensidad Máxima absoluta	-0.25	[-0.104, 0.054]	No
Intensidad Acumulada [°C días/año]	1.05	[-0.684, 0.894]	No
Intensidad acumulada total	<b>14.51</b>	<b>[0.367, 2.535]</b>	<b>Sí</b>
Tasa de crecimiento [(°C /días) /año]	-0.01	[-0.003, 0.001]	No
Tasa de decrecimiento [(°C /días) /año]	<b>-0.024</b>	<b>[-0.004, -0.001]</b>	<b>Sí</b>